

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA



TESIS DOCTORAL

Las plataformas carbonáticas del Triásico (facies Muschelkak) del este de Iberia y Menorca:

implicaciones en la evolución paleogeográfica del oeste del Tethys

**The Triassic carbonate platforms (Muschelkalk) of eastern Iberia and Minorca:
implications for the paleogeographic evolution of the Western Tethys**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA
PRESENTADA POR**

María José Escudero Mozo

Directores

José Lopez Gómez
Javier Martín Chivelet

Madrid, 2015

**LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DEL
TRIÁSICO (FACIES MUSCHELKALK) DEL
ESTE DE IBERIA Y MENORCA:
IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN
PALEOGEOGRÁFICA DEL OESTE DEL TETHYS**

**THE TRIASSIC CARBONATE PLATFORMS
(MUSCHELKALK FACIES) OF EASTERN IBERIA
AND MINORCA: IMPLICATIONS FOR THE
PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE
WESTERN TETHYS**

**TESIS DOCTORAL
MARIA JOSÉ ESCUDERO MOZO**



**LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DEL
TRIÁSICO (FACIES MUSCHELKALK) DEL ESTE
DE IBERIA Y MENORCA: IMPLICACIONES EN LA
EVOLUCIÓN PALEO GEOGRÁFICA DEL OESTE DEL
TETHYS**

**THE TRIASSIC CARBONATE PLATFORMS (MUS-
CHELKALK FACIES) OF EASTERN IBERIA AND MI-
NORCA: IMPLICATIONS FOR THE PALEO GEOGRAPH-
IC EVOLUTION OF THE WESTERN TETHYS**

TESIS DOCTORAL
MARIA JOSÉ ESCUDERO MOZO
MADRID, MARZO 2015

Directores: Dr. José López Gómez y Dr. Javier Martín Chivelet



Instituto de Geociencias (CSIC-UCM)

Departamento de Estratigrafía
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid



**LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DEL TRIÁSICO
(FACIES MUSCHELKALK) DEL ESTE DE IBERIA Y
MENORCA: IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN
PALEOGEOGRÁFICA DEL OESTE DEL TETHYS**

**THE TRIASSIC CARBONATE PLATFORMS
(MUSCHELKALK FACIES) OF EASTERN IBERIA
AND MINORCA: IMPLICATIONS FOR THE
PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE WESTERN
TETHYS**

**TESIS DOCTORAL
MARIA JOSÉ ESCUDERO MOZO**

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS
GEOLÓGICAS (DOCTORADO EUROPEO)

MADRID, MARZO 2015

TESIS DOCTORAL REALIZADA EN EL INSTITUTO DE GEOCIENCIAS (CSIC-
UCM) Y EN EL DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIVERSIDAD
COMPLUTENSE DE MADRID

FDO: JOSÉ LÓPEZ GÓMEZ

FDO: JAVIER MARTÍN CHIVELET

A mis padres

Agradecimientos

La verdad es que esta tesis es el resultado de una serie de casualidades. Todo comenzó hace cinco largos años cuando una profesora del “Master” que estaba realizando en esta Universidad nos dijo “Hay un compañero del departamento, que le han concedido una beca FPI para estudiar el Muschelkalk, a lo mejor os interesa”. Y yo que no había pensado mucho en el futuro (aunque ya tenía una edad), pensé que era una oportunidad única en la vida que no podía dejar pasar. Así es como conocí al Dr. José López Gómez que por algún motivo confió en mí. Desde entonces (hace más de cinco años) él y el Dr. Javier Martín Chivelet no se han podido librar de mí.

La verdad es que sin ellos nada de esto podría haberse realizado, y quería agradecerles su apoyo y su paciencia (a veces casi infinita), las numerosas excursiones al campo, las innumerables discusiones científicas y por todo lo que he aprendido de ellos durante este proceso. Gracias por compartir conmigo todos vuestros conocimientos y guiarme en el difícil mundo de la investigación, por vuestros consejos y por mantener la calma cuando me entraban las prisas, por vuestras correcciones y sugerencias que han sido imprescindibles para la finalización de este manuscrito. Y sobre todo, quería agradecerles todo el tiempo que me han dedicado, aunque muchas veces no les sobraba ni un segundo.

Durante estos años, han sido muchas las personas que me han ayudado, y aunque muchas de ellas ya lo saben me gustaría darles las gracias. Espero no dejarme a nadie, y si lo hago, que no me lo tengan en cuenta.

Al departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y al Instituto de Geociencias del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, que me han acogido durante todo este tiempo, y donde he desarrollado mi investigación. A todo su personal que siempre está dispuesto a echarme una mano.

A la Dra. Maribel Benito, por enseñarme a usar la cátodo y a mirar las láminas delgadas de otra forma. Por compartir sus conocimientos de Geoquímica, ayudarme a comenzar a entender los isótopos de C, O y Sr, y estar siempre dispuesta a contestar mis preguntas.

Al Dr. Alfredo Arche, que siempre está dispuesto a echarme una mano, dejarte un libro o contestar cualquier duda.

A la Dra. Marian Fregenal, que me ha permitido ayudarla en las prácticas de Estratigrafía Secuencial, y porque con ella siempre aprendo algo. También debo darle las gracias porque si la memoria no me falla, fue ella quien me habló de la beca que me ha traído hasta aquí.

Al Dr. Raúl de la Horra, que me ha enseñado lo poco que sé del Pérmico, y con el que he compartido ideas, discusiones y alguna que otra excursión interesante.

Al Dr. Javier Martín Chivelet y a las Dras. Belén Muñoz y Roció Giménez, por dejarme colaborar en las prácticas de sus asignaturas, y mostrarme lo difícil que es la enseñanza.

A Maribel Sevillano y Angelina Ruano, que se han ocupado de todas las tareas administrativas y gestiones relacionadas con la beca, y me han salvado del caos burocrático. A Modesto Escudero cuya habilidad y eficacia han hecho posibles la impresión y encuadernación de esta tesis. A José Luis González “Tote”, por hacer que las fotografías tengan más color. A Beatriz Bartolomé y a Piedad Martín por ayudarnos con trámites del departamento y del CSIC. A Carlos Alonso Recio, por ayudarme con el Photoshop y a hacer posible que mis ammonites fueran casi perfectos.

A Valle López, por plasmar en una imagen los mapas que tenía en la cabeza, y hacer que mis columnas estuvieran bien situadas, aunque alguna se resistiera.

A Rosario Ojeda y a Laura Donadeo, por su rapidez y habilidad para encontrar cualquier artículo o documento científico.

A los técnicos del Laboratorio de Estratigrafía, Gilberto Herrero, Beatriz del Moral, Rodolfo Pozuelo, Juan Carlos Salamanca, Aitor Antón, Javier Carmona y Aida Adsuar, que se han encargado de cortar y pulir mis piedras, hacer cientos de laminas delgadas, muestras de polen y muchas otras preparaciones. También quería agradecer su trabajo al personal de los CAI de Técnicas Geológicas y de Geocronología Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid y del Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Michigan.

A Ana Burton, cuya ayuda con inglés ha sido fundamental para hacernos entender correctamente.

A Amalia, que impide que el desorden y caos se apoderen del despacho. Gracias por animarnos con tus charlas y buen humor.

A los investigadores de otros departamentos y universidades que he tenido el placer de conocer durante la realización de esta tesis, y que me han ayudado en alguna parte de la investigación.

Al Dr. Antonio Goy, del Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, por compartir conmigo todos sus conocimientos, por ayudarme a poner orden en los ammonites y acompañar siempre nuestras reuniones con anécdotas y datos interesantes. Sin él, las edades de esta tesis no serían tan precisas.

A la Dr. Ana Márquez-Aliaga, del Departamento de Paleontología la Universidad de Valencia, por acogerme con los brazos abiertos y hacer posible que todos los fósiles acabaran en el lugar que les corresponde.

Al Dr. Leopoldo Márquez, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Valencia, por su inestimable ayuda a la hora estudiar y clasificar los foraminíferos.

Al Dr. Piero Gianolla, de la Universidad de Ferrara, que durante tres meses se hizo cargo de mí y me mostró unos de los lugares más bonitos del mundo, aunque algunas de las expediciones fueran un poco “pericolosas”. Gracias por enseñarme que la estratigrafía secuencial puede verse en el campo.

Al Dr. Hans Hagdorn y a su mujer, Karin, que me acogieron y cuidaron durante los tres meses que pase en Ingelfingen como si me conocieran de toda la vida. A Hans, que me enseñó el “verdadero” Muschelkalk y me dejó trabajar con su impresionante colección.

También querría darle las gracias a los compañeros y amigos que durante todos estos años han estado ahí de una forma u otra.

A Bélen Galán-Abellán, la pelirroja del grupo y mi compañera inseparable de despacho desde el principio. Gracias por los consejos y la ayuda, por las charlas y los cotilleos, por compartir tu experiencia y los piscolabis, por escuchar aunque tengas mucho trabajo, o por compartir conmigo tus problemas. Y sobre todo, porque siempre nos hacemos reír aunque sea uno de esos días malos.

A Emma Quijada y Pablo Suarez, compañeros de Mastery de doctorado, con los que he compartido excursiones, comidas, fiestas y a veces conocimientos científicos. Gracias Pablo por tener siempre una respuesta o un artículo a mano para contestar a mis preguntas, por los buenos momentos que hemos compartido durante estos años.

A Emma, le quiero dar las gracias por su amistad, por los innumerables viajes al gimnasio (aunque a veces eran peligrosos), los cotilleos, las conversaciones sobre gatos y las risas mientras hacíamos el tonto. Y sobre todo por su ayuda, apoyo y comprensión en las últimas etapas de la tesis cuando ambas estábamos desesperadas y necesitábamos desahogarnos.

A Roselis Waikiria Salazar, por estar siempre de buen humor y poner esa chispa Venezolana y el color verde a nuestras comidas.

A Paco Coruña, que siempre está ahí dispuesto para hacer cualquier favor o por si necesitas algo. Gracias por compartir conmigo los momentos de risas y estrés en el despacho durante todo este tiempo.

A mis otros compañeros de despacho, de departamento o de correrías por el campo, Cristina, Nacho, Alejandro, Vera, Vero, Jorge, Laura, Davinia, Sara, Mario, Violeta la nueva adquisición del equipo y del despacho, y a Sonia, la última en incorporarse a nuestras filas, que siempre está derrochando alegría y dispuesta para darte ánimos.

A mis amigas del colegio (Arantxa, Juncal, Marta, Miriam y Laura) por las tardes de entretenimiento y desconexión en la Yaya. A los amigos del pueblo (Lidia, Verónica, Meritxell, Leticia, Patricia, Sergio, Jaime, Johanna...) por los buenos ratos en la plaza, por los paseos por los caminos y por los memorables acontecimiento que suceden en las fiestas de verano. En especial a Lidia, por sus ánimos en los últimos momentos y por alegrarme los días con las fotos del pequeño Adrián.

A Ismael Coronado, que siempre tiene respuestas a todas mis preguntas y tiempo para que le cuente mis meteduras de pata. Gracias por los consejos y por compartir tus infinitos conocimientos sobre todo tipo de temas, tanto científicos como otros más mundanos. Gracias por hacernos un poquito más sabios.

A Juncal Cruz Martínez, compañera de la infancia, de carrera, de doctorado, de departamento y de cafés. Sin ella, no habría llegado aquí, pues fue una de las principales razones por las que estudie esta carrera. Gracias por tu apoyo, tus consejos, las charlas, por aguantarme todos estos años y por que sin duda eres una de las personas que más me ha acompañado en este proceso. Gracias por las peleas y los morros, por ser igual de cabezota que yo, y porque después de las peleas seguíamos siendo las mejores amigas.

A Arantxa Cruz Martínez, compañera inseparable desde que me tiro de un pupitre en el cole hasta hoy. Gracias por ser mi consejera en los momentos de dudas transcendentales, por controlarnos a Juncal y a mi cuando íbamos a liarla y por comerte los marrones cuando no debías. Por estar siempre ahí en los problemas y en las aventuras. Por los consejos y los ánimos durante estos cinco años y por sobrevivir rodeada de geólogos y no marcharte. Gracias por ser mi "A.P.S".

A mis padres y a mi hermana, que al fin y al cabo son parte de quien soy. A mis padres por ser un soporte constante en mi vida, por apoyarme y ayudarme de forma incondicional durante todo este tiempo. Por preocuparos y alegraros conmigo, y cuidarme siempre. Sin ellos no habría podido terminar este trabajo tan duro. A Raquel, quería agradecerle especialmente su generosidad desinteresada. A Marichu, por animarme y distraerme siempre que puede y estar pendiente de cómo me van las cosas. A Lourdes, a mis abuelos, a mis tíos y primos. A mi familia. Gracias.

Finalmente, me gustaría dar las gracias a Alberto Jiménez-Díaz, mi compañero durante los últimos 6 años. Gracias por compartir conmigo cada día, escuchar mis peroratas y apoyarme cuando estaba triste o de mal humor. Por animarme a continuar y contagiarme tú entusiasmo cuando yo lo perdía. Gracias por estar ahí sin pedir nada a cambio y apreciar todas mis pequeñas peculiaridades. Y sobre todo, gracias por aguantarme todo y más. A Garra.

ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. Presentación.....	7
1.2. Planteamiento y objetivos.....	7
1.3. La crisis del final del Pérmico y la recuperación biótica durante el Triásico	11
1.4. Problemática de los límites cronoestratigráficos del Triásico.....	14
1.5. Situación geográfica de las zonas de estudio	16
1.5.1. Cordillera Ibérica	16
1.5.2. Cordillera Costero Catalana.....	18
1.5.3. Menorca.....	18
1.6. Marco geológico	18
1.6.1. Evolución tectónica de Iberia	18
1.6.2. Cuenca Ibérica	19
1.6.3. Cuenca Catalana	20
1.6.4. Menorca.....	22
1.7. Metodología.....	22
1.7.1. Revisión bibliográfica	22
1.7.2. Trabajo de campo.....	22
1.7.3. Trabajo de laboratorio.....	23
1.7.4. Trabajo de gabinete.....	25
2. ANTECEDENTES.....	29
2.1. Cordillera Ibérica	29
2.2. Cordillera Costero Catalana.....	34
2.3. Menorca	36
3. LITOESTRATIGRAFÍA	41
3.1. Introducción	41
3.1.1. Cordillera Ibérica.....	42
3.1.2. Cordillera Costero Catalana.....	45
3.1.3. Menorca.....	45
3.2. Unidades litoestratigráficas en facies Muschelkalk del Triásico Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica	45
3.2.1. Formación Dolomías de Landete	45
3.2.2. Formación Areniscas, margas y yesos de Mas	47
3.2.3. Formación Dolomías y Calizas de Cañete	47
3.2.4. Dolomitización	49
3.3. Unidades litoestratigráficas en facies Muschelkalk del Triásico Medio en la Cordillera Costero Catalana	49
3.3.1. <i>Muschelkalk inferior</i>	50
3.3.2. <i>Muschelkalk medio</i>	51

3.3.3. <i>Muschelkalk superior</i>	52
3.3.4. Dolomitización	54
3.4. Unidades litoestratigráficas en facies <i>Muschelkalk</i> del Triásico Medio de Menorca.....	55
3.4.1. Formación Monte Toro.....	55
3.4.2. Formación Arenal d'en Castell.....	56
3.4.3. Formación Fontanelles.....	57
3.5. Unidades litoestratigráficas no carbonáticas asociadas a la facies <i>Muschelkalk</i>	57
3.5.1. Facies Röt	57
3.5.2. Facies Keuper	58
3.6. Columnas estratigráficas	60
3.6.1. Columnas de la Cordillera Ibérica	61
3.6.1.1. Fm. Landete - Triásico Mediterráneo	61
• Columna de Camarena	61
• Columna de Barranco de la Hoya.....	61
• Columna de Boniches	62
• Columna de Cerro Morrón.....	62
• Columna de la Ermita	63
• Columna de Mal Paso	64
• Columna de Corbalán	65
• Columna de Río Martín.....	66
3.6.1.2. Fm Cañete - Triásico Ibérico.....	68
• Columna de Cueva de Hierro	68
3.6.1.3. Fm Cañete - Triásico Mediterráneo.....	69
• Columna de Huélamo	69
• Columna de Cañete	70
• Columna de Henarejos	72
• Columna de Moya.....	74
• Columna de Villora.....	76
• Columna de El Paraíso	78
• Columna de Torre de las Arcas.....	79
• Columna de La Feliciana	81
• Columna de Calanda.....	82
3.6.1.4. Fm Más - Triásico Mediterráneo	83
• Columna de Chelva	83
• Columna de Caracierzo	84
3.6.1.5. Fm. Cañete - Triásico Levantino-Balear.....	85
• Columna de Cueva Cirat.....	85
• Columna de El Molinar	86
• Columna de Serra	88
• Columna de Agujas de Santa Águeda	90

• Columna de Jarafuel	92
• Columna de Mijares.....	94
• Columna de Macastre.....	96
• Columna de Montserrat.....	98
• Columna de Bugarra	100
3.6.2. Columnas de la Cordillera Costero Catalana	102
3.6.2.1. <i>Muschelkalk inferior</i>	102
• Columna de Colldejou.....	102
• Columna de L'Albiol.....	104
3.6.2.2. <i>Muschelkalk superior</i>	106
• Columna de Camposines	106
3.6.3. Columnas de Menorca	108
• Columna de Punta de S'Apres	108
• Columna de Sa Punta d'es Vernis.....	110
• Columna de El Toro	112
• Columna de Arenal d'en Castell	114
• Columna de Turdonell de Dalt	116
4. CONTENIDO PALEONTOLÓGICO	121
4.1. Introducción	121
4.2. Cordillera Ibérica	122
4.2.1. Ammonites.....	122
4.2.2. Bivalvos	124
4.2.3. Braquiópodos.....	127
4.2.4. Foraminíferos	128
4.2.5. Conodontos.....	130
4.2.6. Asociaciones de polen y esporas.....	130
4.2.7. Gasterópodos.....	131
4.2.8. Peces	131
4.2.9. Equinodermos.....	132
4.2.10. Corales y poríferos	132
4.2.11. Restos de vertebrados.....	132
4.2.12. Otros fósiles	132
4.2.13. Contenido paleontológico, columnas de la Cordillera Ibérica.....	134
4.3. Cordillera Costero Catalana.....	146
4.3.1. Ammonites.....	146
4.3.2. Bivalvos	147
4.3.3. Braquiópodos.....	148
4.3.4. Foraminíferos	149
4.3.5. Conodontos.....	150
4.3.6. Asociaciones de polen y esporas.....	150

4.3.7. Otros fósiles	151
4.3.8. Contenido paleontológico, columnas de la Cordillera Costero Catalana	152
4.4. Menorca	155
4.4.1. Ammonites.....	155
4.4.2. Bivalvos	156
4.4.3. Foraminíferos	157
4.3.8. Contenido paleontológico, columnas de Menorca	158
4.5. Biocronoestratigrafía de ammonites	164
4.5.1. Menorca	164
4.5.1.1. Anisiense	165
4.5.1.2. Ladiniense	165
4.5.1.3. Carniense inferior	169
4.5.2. Cordillera Ibérica y Cordillera Costero Catalana	169
4.5.2.1. Anisiense	170
4.5.2.2. Ladiniense	170
4.5.3. Cronoestratigrafía	172
4.6. Paleobiogeografía.....	174
4.7. Láminas	177

5. ESTUDIO GEOQUÍMICO 193

5.1. Metodología de muestreo.....	193
5.1.1. Descripción y selección de microfacies	193
5.1.2. Catodoluminiscencia	194
5.1.3. Extracción de las micromuestras.....	195
5.2. Geoquímica elemental	196
5.2.1. Columna de la Ermita - Fm. Landete	196
5.2.1. Columna de Cañete - Fm. Cañete.....	197
5.2.3. Columna de L'Albiol - <i>Muschelkalk inferior</i>	198
5.2.4. Recapitulación de los datos de Geoquímica Elemental	199
5.3. Isótopos estables.....	200
5.3.1. Resultados de isótopos de C y O	201
5.3.1.1. Columna de la Ermita - Fm. Landete	201
5.3.1.2. Columna de Cañete - Fm. Cañete	203
5.3.1.3. Columna de L'Albiol - <i>Muschelkalk inferior</i>	205
5.4. Isótopos de Estroncio	207
5.4.1. Resultados de isótopos de Sr	208
5.4.1.1. Columna de La Ermita – Fm. Landete	208
5.4.1.2. Columna de Cañete – Fm. Cañete.....	208
5.4.1.3. Columna de L'Albiol - <i>Muschelkalk inferior</i>	209
5.5. Comparación de los datos isotópicos de O, C y Sr entre las dos áreas estudiadas.....	209

6. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	217
6.1. Introducción	217
6.2. Megasecuencia deposicional-I (MSD-I)	219
6.2.1. Sistemas deposicionales y facies.....	220
• Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkhas	220
• Sistema deposicional de llanura de marea carbonática.....	224
• Sistema deposicional de rampa interna	228
• Sistema deposicional de rampa carbonática media proximal.....	231
6.2.2. Análisis secuencial de la MSD-I	232
6.2.2.1. Mega-cortejos sedimentarios	232
6.2.2.2. Secuencias deposicionales.....	237
6.2.2.3. Diagramas de Fischer	239
6.2.3. Síntesis e interpretación de la Megasecuencia-I	241
6.3. Megasecuencia deposicional-II (MSD-II)	242
6.3.1. Sistemas deposicionales y facies.....	243
• Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkha	244
• Sistema deposicional de llanura de marea carbonática.....	246
• Sistema deposicional de llanuras de marea mixtas	249
• Sistema deposicional de rampa interna.....	251
• Sistema deposicional de rampa media	255
• Sistema deposicional de rampa externa	257
6.3.2. Análisis secuencial de la MSD-II	261
6.3.2.1. Mega-cortejos sedimentarios	261
6.3.2.2. Secuencias deposicionales	266
6.3.3. Síntesis e interpretación de la Megasecuencia II	273
6.4. Megasecuencia Depositional-III (MSD-III).....	276
6.4.1. Sistemas deposicionales y facies.....	276
• Sistema deposicional fluvial.....	276
• Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkhas	277
• Sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas	278
• Sistema deposicional de rampa interna	280
6.4.2. Análisis secuencial de la MSD-III	282
6.4.2.1. Mega-cortejos sedimentarios	282
6.4.3. Síntesis e interpretación de la Megasecuencia III	283
7. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA	287
7.1. Evolución paleogeográfica del este de Iberia y Menorca	287
7.1.1. Etapa 1. Comienzo de la primera transgresión e instalación de la primera rampa carbonática (Pelsoniense-Illiriense inferior).....	287
7.1.2. Etapa 2. Regresión: progradación de la rampa carbonática y sedimentación de la unidad detrítica intermedia (Illiriense p.p.).....	288

7.1.3. Etapa 3. Segunda transgresión: instalación de la segunda rampa carbonática (Illiriense superior)	290
7.1.4. Etapa 4. <i>Drowning</i> del sistema e instalación de la tercera rampa carbonática (límite Anisiense - Ladiniense).....	292
7.1.5. Etapa 5. Evolución de la tercera rampa carbonática y confinamiento de la cuenca en el E de Iberia (Ladiniense inferior-Carniense inferior <i>p.p.</i>).....	294
7.1.6. Etapa 6. Bajada brusca del nivel del mar y reactivación del sistema en el E de Iberia (Carniense inferior <i>p.p.</i>)	294
7.1.7. Etapa 7. Instalación de una nueva rampa carbonática en Menorca (Carniense inferior <i>p.p.</i>)	295
7.2. Correlacion con otras zonas del Tethys	295
8. CONCLUSIONES/CONCLUSIONS	305
9. BIBLIOGRAFÍA	319

ABSTRACT

The Triassic carbonate platforms (Muschelkalk facies) of eastern Iberia and Minorca: implications for the paleogeographic evolution of the western Tethys

The Triassic of the Iberian Peninsula and the Balearic Islands is represented by Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper facies (Germanic Triassic). From these, the Muschelkalk records the growth and demise of several carbonate platforms (ramps) during the middle Anisian to the early Carnian time interval, all of them related to the westward propagation of the Tethys Sea and the marine transgression of previously emerged basins.

The aim of this thesis is to progress in the knowledge of these platforms from a multi-disciplinary perspective based on the integration of sedimentological, sequence stratigraphic, paleontological, and geochemical data, derived from selected outcrops in the Iberian Ranges, the Catalan Coastal Ranges, and the island of Minorca. The main results from this integrated approach include: 1) A revised lithostratigraphic framework for the Muschelkalk facies in the eastern part of Iberia and Minorca; 2) A new sequence stratigraphic scheme for those carbonate platforms, consisting in three major genetic units (Megasequences I, II and III) and seven 3rd-order depositional sequences; 3) An exhaustive review of the paleontological content of the platforms, with special emphasis in those groups of higher paleoecological and paleobiogeographical interest; 4) A new chronostratigraphic framework based in ammonoids and sequence stratigraphy; 5) A preliminary chemostratigraphic scheme based on stable and radiogenic isotopes performed on selected stratigraphic sections; 6) The identification and correlation of two key stratigraphic events in the evolution of the platforms (a regional platform drowning at the Illyrian–Ladianian boundary, and major emersion and erosion phase in the early Carnian); and 7) A new proposal for the paleogeographic evolution for the studied area, as well as its integration in the western Tethys framework.

The Megasequence I, middle-late Anisian (Pelsonian–early Illyrian) in age, is defined by the development of a carbonate ramp, which growth was restricted to a relatively small gulf in Iberia (“Mediterranean domain”, in the sense of Virgili, 1977), surrounded by emerged areas (the “Levantine-Balear domain”, first defined by López-Gómez et al.1998; and the “Iberian Domain” by Virgili, 1977), and opened to the Tethys sea by the north. Within this megasequence, two 3rd order depositional sequences are differentiated (Fig. 1). Paleontological assemblages yielded by these platforms consist of cosmopolitan species of bivalves and foraminifers typical from the Alpine/Germanic bioprovince related to the Paleotethys Ocean. The ammonites, only found in the Catalan Coastal Ranges, are endemic forms.

The Megasequence-II, late Anisian–early Carnian (late Illyrian–early Julian p.p.), characterizes the development of a notably wider carbonate platform which covered all the studied sectors, and that is thus not restricted to a gulf, and consists of four 3rd order

depositional sequences of late Illyrian, Fassanian, Longobardian and Longobardian–early Julian age respectively (Fig. 1). It should be noted that a rapid relative sea-level rise has been recognized in the Anisian–Ladinian transition, which caused an abrupt change in the environmental conditions of the platform, including drowning and oxygen depletion of sea-floor in some areas such as Minorca and the Catalan Coastal Ranges. On the other hand, the upper part of the megasequence records, in all the studied areas except Minorca, the transition into the Keuper facies. The fossil assemblages (bivalves, foraminifers, conodonts and ammonites) yielded by this platform included species with clear affinities with the Alpine biogeographic domain and the Sephardic bioprovince, the latter related to the Neotethys Ocean. The opening of this ocean was taken place in the southern Tethys. Furthermore, the ammonites found in this megasequence allow the proposal of a new biostratigraphic scheme with five ammonoid biozones (defined by the first appearance of the index species) for the Ladinian–lower Carnian interval (Fig. 1). These are the following: *Eoprotrachyceras curionnii* Biozone (lower Fassanian); *Eoprotrachyceras vilanovai* Biozone (upper Fassanian); *Protrachyceras hispanicum* Biozone (lower Longobardian), *Anolcites hermitei* Biozone (middle Longobardian); *Iberites* aff. *pradoi* Biozone (upper Longobardian); and *Daxatina canadensis* Biozone (lower Julian). This biostratigraphic scheme represents the most complete Middle Triassic biochronostratigraphic chart up to now in Spain, and has been correlated with the standard Zones described by the Tethys realm.

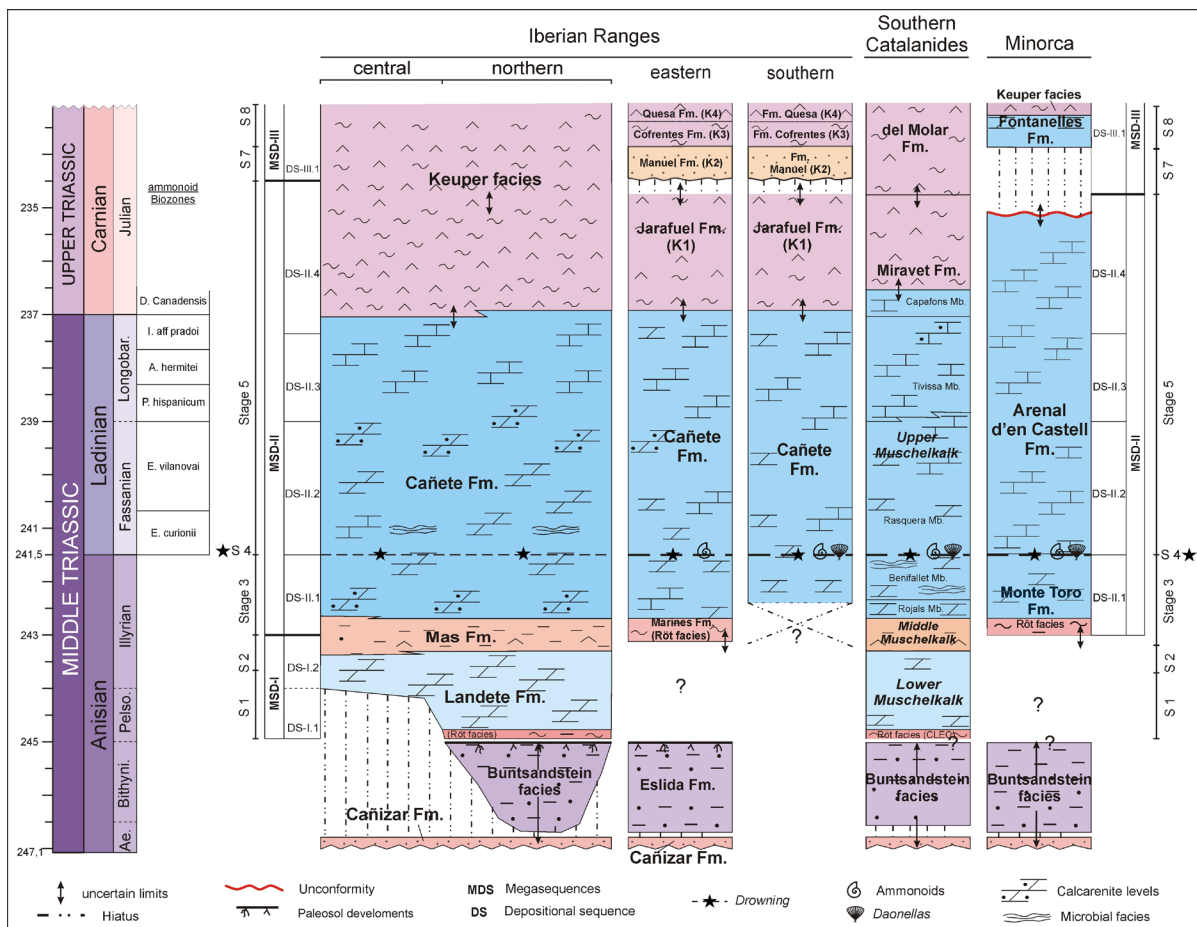


Figure 1. Correlation chart with the lithostratigraphic, sequence stratigraphy and main evolution stages of the Muschelkalk facies in the study areas.

The Megasequence-III is early Carnian *p.p.* in age (based on the age of the upper part of the underlying megasequence), and is represented by a small carbonate platform that was recognized in Minorca (Fontanelles Fm.), while in the rest of the studied areas is represented by part of the Keuper facies. The base of this megasequence is marked by an erosional unconformity which reflects an abrupt fall of relative sea-level previous to the transgressive event that installed a new shallow carbonate ramp. This sea-level fall is herein correlated to the so-called “Carnian Pluvial Event” recorded within the Keuper facies in some areas of the Iberian Ranges.

The evolution of the carbonate platforms of Iberian and the Balearic Islands can be integrated in the framework of the western Tethys. During the middle–late Anisian (Pelsonian–early Illyrian) the first transgression of the Tethys Sea in Iberia took place. This marine incursion reached the eastern part of Iberia through a small paleogeographic marine corridor from the North, and culminated in the development of a relatively small carbonate platform in an elongated gulf, bounded by the Girona high to the north, by the Ebro high and the Levantine-Balearic Triassic domain to the east and to the south, and the Iberian Triassic domain to the west. This stage was related to the latest stages of the westward propagation of the Paleotethys during the middle Anisian (Fig. 2A). By the latest Anisian, the gulf experienced marine regression and this derived in the installation of wide shabkha environments (Mas Fm. and equivalents).

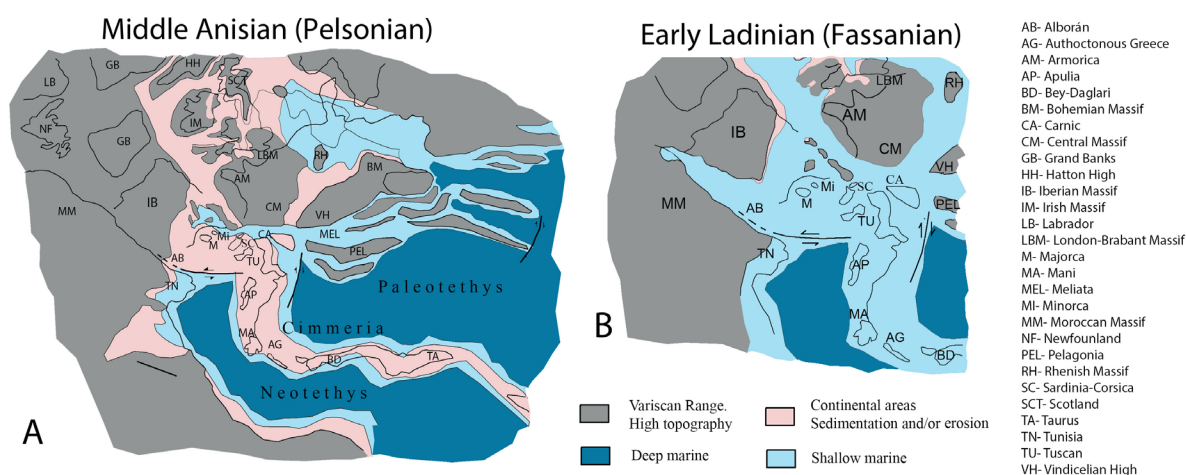


Figure 2. Paleogeographic reconstructions of the westernmost Tethyan realm for the Middle Triassic: middle Anisian (Pelsonian) and the early Ladinian (Fassanian). The paleogeographic map is modified from Ziegler and Stampfli (2001), Stampfli and Borel (2002) and Muttoni et al., (2009).

Later but still in the latest Anisian (late Illyrian) a new sea-level rise caused a larger more generalized westward onlap that cover all the study area, including the previous elevated domains of Iberia (Iberian and Levantine-Balearic domains). Interestingly, a significant change occurred at the Anisian–Ladinian transition related with a broad connection of the study area with the rest of the Tethys realm. This change is marked by the development of deeper marine conditions (and drowning of some areas). This episode could be associated to the progressive opening of the Neotethys, which gave rise to a new paleogeographic configuration in which the remnants of the Paleotethys and the Neotethys eliminated geographical barriers and

became widely connected (Fig. 2B). By the end of the Ladinian, a generalized shallowing episode determined the demise of the carbonate platforms in Iberia, and the installation of the hypersaline conditions that lead to the deposition of the Keuper facies. The exception is Minorca, where marine carbonate environments prevailed until the early Carnian.

During the early Carnian an abrupt relative sea level fall is recorded in the carbonate platforms of Minorca. Based on the inferred age and main features, this event can be related with the “Carnian Pluvial Event” described in other areas of the western Tethys. In E Iberia this episode is defined by the reactivation of the continental systems, erosion processes, and the subsequent deposition of a fluvial unit (Manuel Fm.). This period is followed by a new transgressive pulse that causes the return of carbonate ramp environments in Minorca and coastal sabkha environments in E Iberia.

Finally, it should be noted that a good correlation of the 3rd order depositional sequences recognized in Iberia and Minorca can be established with the Southern Alps, where a high-resolution sequence stratigraphic framework has been established (Gianolla et al., 2014). This good inter-basinal correspondence points towards a common origin of these sequences, most probably eustatic changes.

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

La presente tesis doctoral ha sido realizada en el Instituto de Geociencias (UCM-CSIC) y en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, bajo la codirección del Dr. José López Gómez y del Dr. Javier Martín Chivelet. Durante su elaboración ha contado con el apoyo de una beca predoctoral FPI del Ministerio de Economía y Competitividad asociada al CSIC y a los proyectos de investigación CGL2008-00093 y CGL2011-24408 del citado ministerio. Dentro del marco de esta beca, se ha tenido la posibilidad de pedir ayudas para la realización de estancias breves, disfrutándose dos de ellas. La primera, de tres meses de duración, en el Dipartimento di Scienza della Terra della Università degli Studi di Ferrara (Italia), bajo la supervisión del Dr. Piero Gianolla, y la segunda, de tres meses de duración en el Muschelkalkmuseum Hagdorn Ingelfingen (Alemania), bajo la supervisión del Dr. Hans Hagdorn.

Este trabajo opta al grado de Doctor con Mención Europea por lo que parte del texto ha sido redactado en inglés.

1.2. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

El presente trabajo surge dentro del marco de una línea de investigación que estudia las características de los sedimentos Pérmicos y Triásicos en distintas zonas de la geografía de España. En concreto, esta tesis se centra en el estudio de los sedimentos carbonáticos del Triásico Medio y comienzo del Triásico Superior (facies Muschelkalk) en el este de la Cordillera Ibérica, sur de la Cordillera Costero Catalana y en la isla de Menorca dentro del archipiélago Balear.

La ruptura del supercontinente Pangea, que comenzó durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, y la consecuente apertura del mar del Tethys, provocaron en Europa la reactivación de estructuras variscas y la formación de una serie de cuencas de rift altamente subsidentes (p.ej.: Gutiérrez-Alonso et al., 2008; Muttoni et al., 2009), donde desde el final del Paleozoico y hasta el Mesozoico Inferior se acumularon potentes series continentales (p.ej.: Bourquin et al., 2011). Estos sistemas continentales prevalecieron en esta zona durante más de 40 m.a., hasta que la progresiva transgresión del mar del Tethys hacia el oeste, permitió la instalación de amplias plataformas carbonáticas. Este pulso transgresivo no fue isócrono ya que estuvo fuertemente controlado por la topografía y la geografía previas, así como por los diferentes regímenes tectónicos que controlaban cada área (Ziegler y Stampfli, 2001; Stampfli y Kozur, 2006; Franz et al., 2013).

Este pulso transgresivo alcanzó Iberia durante el Triásico Medio (Anisiense medio), un intervalo caracterizado por una subsidencia térmica generalizada en las cuencas sedimentarias. Este hecho convirtió el E de Iberia en el borde más occidental del Tethys (Pérez-Arlucea, 1991;

López-Gómez y Arche, 1992b; Arche y López-Gómez, 1996). Esta incursión del mar tuvo lugar en varias etapas principales, cada una de las cuales representa un ciclo transgresivo-regresivo completo, definido por diferentes unidades carbonáticas en facies Muschelkalk.

Estos materiales carbonáticos han sido estudiados desde la segunda mitad del siglo XIX, habiéndose realizado sobre todo trabajos de tipo estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de carácter local (ver capítulo 2). Asimismo, en los últimos años se han realizado algunos trabajos más generales donde se ha recopilado la información disponible hasta ese momento a nivel regional, para poder comparar y correlacionar entre sí la facies Muschelkalk de las distintas zonas de España (Sopeña et al., 1988; Ramos et al., 1996; López-Gómez et al., 1998 o Sánchez-Moya y Sopeña, 2004). Estos trabajos de revisión muestran sin embargo que aun hoy existen notables lagunas en el conocimiento que impiden una visión general detallada de la evolución de las plataformas y de los organismos que vivieron en ellas. Estas lagunas afectan principalmente a la datación de los materiales, a la estratigrafía genética, a la arquitectura estratigráfica de las plataformas, a la correlación inter-cuencal, y a las reconstrucciones paleogeográficas locales y suprarregionales.

Por estos motivos se plantea la presente tesis doctoral, centrada en el estudio y la caracterización en detalle de estas plataformas en el E de Iberia (SE de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana y Menorca), y con un marcado carácter regional. El estudio, que se fundamenta tanto en la revisión de los datos existentes como en la incorporación de otros nuevos, debe permitir avanzar en el conocimiento de la zona más occidental del mar del Tethys durante el Triásico Medio y el comienzo del Triásico Superior, e integrar estos avances en la todavía pobremente conocida evolución paleogeográfica del oeste del Tethys.

Este trabajo pretende realizar una caracterización local y regional, así como una integración suprarregional, de las facies Muschelkalk con el fin de reconstruir la evolución geológica y paleogeográfica del este de España, y compararla con la de otras áreas cercanas como Cerdeña, la cuenca de París, la cuenca Alemana o los Alpes Meridionales. Cabe destacar, que aunque sí que se han realizado algunos trabajos donde se estudian y se correlacionan el Triásico Inferior y Medio entre varias cuencas del oeste del Tethys (p.ej.: Cassinis et al., 2003, 2007; Bourquin et al., 2007, 2011), los únicos trabajos donde se han estudiado la facies Muschelkalk del E de Iberia con este propósito han sido de carácter paleontológico (p.ej.: Budurov et al., 1993; Márquez, 2005), no habiéndose realizado ninguno en el que se engloben todos los aspectos geológicos de estos materiales.

Para llevar a cabo este propósito, a parte de una recopilación y puesta a punto de los datos sedimentológicos, estratigráficos y paleontológicos de los que se disponen hasta ahora, se han revisado y levantado varias columnas estratigráficas en la Cordillera Ibérica (CI), en la Cordillera Costero Catalana (CCC) y en Menorca. Estas columnas constituyen el pilar fundamental del trabajo realizado, ya que son la fuente de información que va a permitir realizar una caracterización detallada de los materiales carbonáticos en facies Muschelkalk de cada zona.

El análisis en campo de estas series permite conocer datos sobre las condiciones y ambientes de sedimentación, así como realizar una primera aproximación de la estratigrafía secuencial de estos materiales, que será analizada en detalle en gabinete.

Por otro lado, las muestras de roca recogidas en campo durante el levantamiento de las columnas, serán analizadas mediante distintas técnicas en el laboratorio para obtener más información. Entre otros, se realizará un estudio petrográfico de las rocas carbonáticas que permitirá realizar un análisis detallado de las microfacies, y análisis geoquímicos de isótopos que aportarán información sobre las características químicas del agua de la cual han precipitado los carbonatos.

La revisión de los macrofósiles recogidos durante las últimas décadas por el grupo de investigación, junto con el estudio de los nuevos ejemplares recogidos durante la realización de esta tesis permite describir y caracterizar las distintas asociaciones fósiles, aportando información paleoambiental, paleobiogeográfica y cronoestratigráfica.

Una vez elegido el tema de estudio, se han planteado los siguientes objetivos:

- Revisión litoestratigráfica y sedimentológica de las unidades estudiadas para profundizar en el estudio de los ambientes de deposición mediante un análisis detallado de las facies, asociaciones de facies y microfacies.
- Análisis de la estratigrafía secuencial de las plataformas carbonáticas mediante el estudio de las principales discontinuidades y de la distribución vertical y horizontal de los sistemas deposicionales.
- Diferenciación de distintos dominios paleogeográficos a escala regional.
- Correlación de las formaciones y de las secuencias deposicionales entre las zonas de estudio.
- Elaboración de un patrón litoestratigráfico coherente con los nuevos datos.
- Caracterización paleoecológica y paleobiogeográfica de las distintas asociaciones y grupos fósiles para obtener información paleoambiental y paleogeográfica.
- Revisión y estudio detallado de los ammonoideos presentes en las tres zonas de estudio para mejorar la datación de las distintas unidades y actualizar la escala biocronoestratigráfica del Triásico Medio-Superior del E de España.
- Análisis geoquímicos de roca total y de isótopos de C, O y Sr para caracterizar las composición del agua a partir de la que precipitaron los carbonatos.

- Modelización de alta resolución de las plataformas carbonáticas triásicas mediante la identificación de las principales etapas que controlan la evolución de las mismas.

- Comparación y correlación de nuestras plataformas carbonáticas con otras de la misma edad en zonas próximas del oeste del Tethys.

- Reconstrucción de la paleogeografía regional del E de Iberia y de Menorca, e integración dentro de la evolución paleogeográfica del Tethys occidental durante el Triásico Medio–Superior.

Para llevar a cabo los estudios mencionados, ha sido necesaria la colaboración con diferentes expertos e instituciones. En concreto cabe mencionar la participación en diferentes tareas de los siguientes especialistas:

El Dr. Antonio Goy, profesor de la Universidad Complutense de Madrid, adscrito al Departamento de Paleontología y al Instituto de Geociencias IGEO (CSIC-UCM), realizó la revisión y clasificación de los ammonites del Triásico, tanto aquellos previamente citados en la bibliografía como en los nuevos hallazgos, y colaboró en la revisión de la escala biocronoestratigráfica.

La Dra. Ana Márquez Aliaga, profesora del Departamento de Geología de la Universidad de Valencia e investigadora del Instituto Cavanilles, realizó la revisión clasificación y caracterización de bivalvos y braquiópodos.

El Dr. Leopoldo Márquez, profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Valencia, colaboró con la revisión y clasificación de los microfósiles, especialmente de los foraminíferos.

El Dr. Bienvenido Díez Ferrer, profesor del Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio de la Universidad de Vigo, participó en el estudio de las asociaciones polínicas.

La Dra. Mará Isabél Benito, profesora de la Universidad Complutense de Madrid adscrita al Departamento de Estratigrafía y al Instituto de Geociencias IGEO (CSIC-UCM), participó en el análisis de los datos de geoquímica elemental e isotópica (C, O y Sr).

El Dr. Piero Gianolla, profesor del Dipartimento di Scienza della Terra della Università degli Studi di Ferrara, ha colaborado en la interpretación de la estratigrafía secuencial y la correlación de nuestras secuencias con las de las Dolomitas (Alpes meridionales).

El Dr. Hans Hagdorn, del Muschelkalkmuseum Ingelfingen, con el que se han estudiado las facies Muschelkalk en el SO de Alemania y los fósiles que contienen, con el fin de realizar una comparación entre ambas zonas.

1.3. LA CRISIS DEL FINAL DEL PÉRMICO Y LA RECUPERACIÓN BIÓTICA DURANTE EL TRIÁSICO

Hace 252 millones de años (m.a.), al final del Paleozoico, tuvo lugar una de la mayores crisis bióticas y climáticas de la historia de la Tierra que eliminó entre el 85-93 % de las especies marinas y afectó severamente a los ecosistemas terrestres causando la desaparición del 70% de los vertebrados, importantes cambios en la flora y la mayor extinción de insectos conocida (Retallack, 1995; Erwin, 1994, 1996, 2006; Erwin et al., 2002; Benton, 2003; Payne y Clapham, 2012; Benton y Newell, 2014).

Las causas principales que desencadenaron esta extinción están aún en debate, pues aunque hay varias hipótesis al respecto ninguna explica de forma completamente satisfactoria todas las consecuencias de esta crisis medioambiental. La hipótesis más aceptada actualmente se basa en un progresivo y complejo proceso de alteración ambiental relacionado con las erupciones volcánicas masivas de las “Siberian Traps” (Yang et al., 1993; Erwin, 2006; Algeo et al., 2011; Sun et al., 2012), que emitieron nubes de polvo y grandes cantidades de gases a la atmósfera (CO_2 , SO_2 , CH_4 , entre otros) durante casi 1 m.a., provocando una reacción en cadena muy compleja que culminó a finales del Pérmico, pocos cientos de miles de años antes de alcanzar el límite con el Triásico (Burgess et al., 2014). Estos procesos provocaron la destrucción de unos ecosistemas que ya estaban frágiles debido, también, a otras perturbaciones sufridas previamente, a finales del Pérmico Medio (Renne et al., 1995; Kozur, 1998; Wignall, 2001; Reichow et al., 2002; Benton y Twitchett, 2003; Kozur y Weems, 2011) (Fig. 1.1). Algunos de los procesos más importantes que tuvieron lugar se comentan a continuación y están resumidos en la figura 1.2.

Dado que las partículas que se inyectaron en la atmósfera son rápidamente eliminadas por la lluvia, las aguas meteóricas se acidificaron al incorporar importantes cantidades de ácidos (SO_4H_2 , CH_3Cl , entre otros) (Black et al., 2014) que provenían de la combinación de los gases volcánicos con el agua de la atmósfera, lo que eliminó gran parte de la vegetación existente dejando expuesto el substrato y acelerando el proceso de erosión y meteorización (Wignall, 2001). Estos procesos, a su vez, provocarían el arrastre mediante sistemas fluviales de grandes cantidades de material terrígeno a las plataformas carbonáticas, causando graves alteraciones en los ecosistemas marinos (Algeo y Twitchett, 2010; Bottjer, 2012).

Este proceso estuvo acompañado de un calentamiento global de unos 6°C (Galfetti et al., 2007), o incluso 10°C (Sun et al., 2012; Joachimski et al., 2012) como consecuencia de la gran cantidad de CO_2 y otros gases de efecto invernadero expulsados a la atmósfera durante las erupciones citadas (Erwin, 1993; Retallack, 1999; Hallam y Wignall, 1997; Wignall et al., 1998; Algeo et al., 2011; Black et al., 2014). Este calentamiento global también generó importantes cambios en la dinámica de los océanos ya durante el Triásico Inferior. La disminución del gradiente térmico entre el ecuador y los polos provocó la ralentización de la circulación oceánica, la estratificación de las aguas y la generación de fondos marinos anóxicos (Wignall y Twitchett, 1996; Isozaki, 1997; Kidder y Worsley, 2010). La zona de mínimo oxígeno pudo tener una gran entidad, alcanzando aguas muy someras (Wignall y Hallam, 1992, 1996;

Hallam y Wignall, 1999; Winguth y Winguth, 2012). La elevada cantidad de CO₂ existente en la atmosfera anteriormente citada, retroalimentó a su vez ambos procesos de ralentización de la circulación y estratificación en las aguas (Courtillet et al., 2003).

Estos cambios geoquímicos y climáticos que se prolongaron al menos hasta el final del Triásico Inferior (Erwin, 2006; Benton y Newell, 2014) dejaron su señal en el registro geológico, tanto en los ambientes marinos como en los continentales. Se produjeron cambios en la flora y en la fauna entre el Pérmico y el Triásico (Benton, 2003; Erwin, 2006), en las señales isotópicas de C, O, S y Sr (Wignall y Twitchett, 2002; Erwin et al., 2002; Newton et al., 2004; Luo et al., 2014), y cambios en la sedimentación, caracterizándose esta última por la proliferación de microbialitas, que en muchos lugares controlaron la sedimentación carbonática durante el Triásico Inferior (Pruss et al., 2006; Baud et al., 2007; Woods y Baud, 2008).

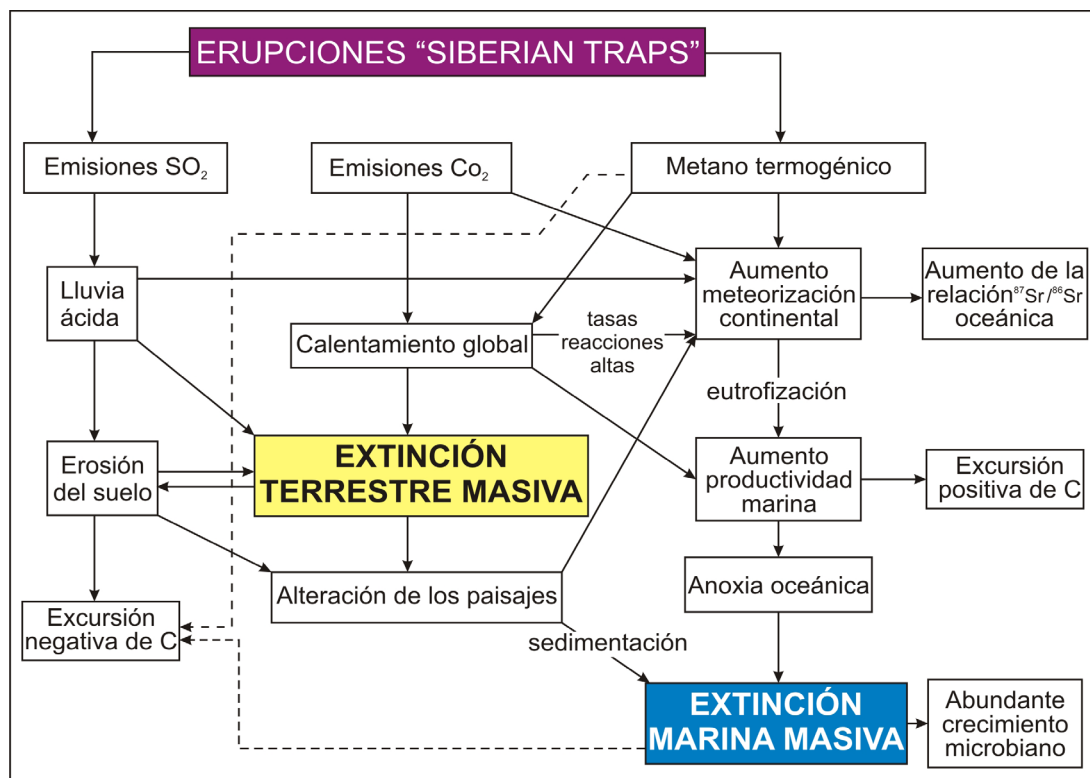


Figura 1.1. Diagrama que muestra los efectos devastadores que desencadenaron las erupciones volcánicas de Siberia en los ecosistemas durante la crisis del límite Permo-Triásico. Modificado de Wignall (2001) y Benton (2003).

Los procesos asociados al evento P-T han sido recientemente descritos en detalle para la Península Ibérica por Galán-Abellán (2011); Bourquín et al. (2011), López-Gómez et al. (2012) y Galán-Abellán et al., (2013).

Los procesos que tuvieron mayor repercusión en los ecosistemas marinos fueron la anoxia y la acidez de las aguas, así como las variaciones eustáticas que también se produjeron, haciendo que algunos grupos como fusulinas, corales rugosos y tabulados, y trilobites desaparecieran completamente (Stanley, 1988, 2003). Otros grupos como los crinoides, los

braquiópodos, los briozoos, las algas calcáreas y los foraminíferos fueron gravemente afectados perdiendo su gran diversidad (Foster y Twitchett, 2014). Los ammonites, aunque fueron uno de los organismos más afectados por la crisis, se recuperaron rápidamente, alcanzando ya en el Triásico Inferior niveles de diversidad mayores que en el Pérmico, aspecto que contrasta con la lenta recuperación que presentan otros grupos como los bivalvos y los gasterópodos (Brayard, 2009). Además, la mayoría de los grupos que cruzaron el límite Pérmico-Triásico sufrieron una importante reducción de tamaño, conocido como Efecto Liliput (Song et al., 2011 y referencias incluidas).

Los radiolarios y los arrecifes fueron gravemente afectados, existiendo un “radiolarite gap” y un “reef gap” respectivamente, que duró varios millones de años hasta su recuperación en el Triásico Medio (Hallam y Wignall, 1997; Isozaki, 1997; Kozur, 1998; Racki, 1999; Flügel, 2002; Pruss y Bottjer, 2005; Brayard et al., 2011; Foster y Twitchett, 2014).

La gran pérdida que sufrieron los grupos fósiles provocó la reorganización de los ecosistemas, siendo sustituidos los principales grupos del Paleozoico (braquiópodos, crinoides y briozoos) por la denominada fauna “moderna” (bivalvos y gasterópodos), que ya dominará durante todo el Mesozoico (Sepkosky, 1982; Erwin, 1998, 2006).

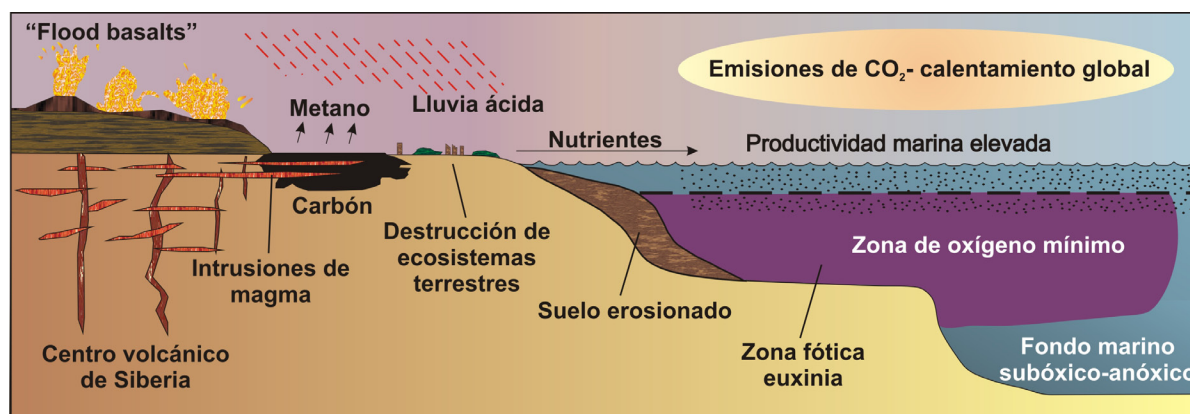


Figura 1.2. Reconstrucción de las condiciones ambientales en los ecosistemas terrestre y marino a finales del Pérmico. Modificado de Algeo et al. (2011).

Los procesos de extinciones masivas siempre van seguidos de dos periodos: Uno primero llamado intervalo de supervivencia (“survival interval”), caracterizado por poca o inexistente diversificación de los grupos, y un segundo periodo denominado etapa de recuperación (“recovery phase”) en la que se produce una rápida diversificación (Erwin, 1998, 2001). En el caso de la crisis del límite Pérmico/Triásico la prolongación de las condiciones de estrés durante el Triásico Inferior después de la extinción, causaron un importante retraso en la recuperación de los ecosistemas (Kozur, 1998; Twitchett y Wignall, 1996; Retallack et al., 2011), que no se produjo completamente hasta 5 m.a. después, en el Triásico Medio, convirtiéndose en el periodo de recuperación más largo de las grandes crisis bióticas conocidas (Erwin, 1996, 1998; Chen et al., 2005). Esto hizo que el Triásico Inferior se caracterizara por la presencia de comunidades de baja diversidad y complejidad, formadas fundamentalmente por organismos cosmopolitas, oportunistas y generalistas.

Nuevos estudios, sin embargo, muestran que aunque los ecosistemas no se recuperaron completamente hasta el Triásico Medio, la recuperación biótica de algunos grupos como los foraminíferos, los ammonites o los conodontos comenzó antes (Orchard, 2007; Brayard et al., 2009; Stanley, 2009; Song et al., 2011; Chen y Benton, 2012). Además el índice de recuperación puede presentar una importante variabilidad regional (Twitchett et al., 2004; Jacobsen et al., 2011) y mientras que en algunas zonas como China, algunos organismos marinos empezaron su recuperación ya durante el Smithiense (Triásico Inferior), tan solo 1 ó 2 m.a. después de la extinción (Chen et al., 2007; Galfetti et al., 2008; Song et al., 2011), en otras zonas no empiezan hasta más tarde. También hay que tener en cuenta que la reaparición durante el Triásico Medio de gran parte de los géneros marinos, que habían desaparecido durante el límite Pérmico-Triásico (taxones Lázaros), sugiere que solo algunos taxones se extinguieron realmente, mientras que muchos sobrevivieron a la extinción en refugios desconocidos (Kozur, 1998). Además hay autores que opinan que los problemas de conservación de los fósiles pueden estar enmascarando los efectos reales de la extinción y de su posterior recuperación (Erwin y Pan, 1996).

En el E de Iberia y en Menorca, los carbonatos en facies Muschelkalk del Triásico Medio representan los primeros sedimentos marinos mesozoicos tras la gran extinción del final del Pérmico. En general estos materiales se caracterizan por presentar un registro fósil relativamente escaso, con poca diversidad específica, formado mayoritariamente por especies cosmopolitas y por ejemplares de tamaño reducido (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996). Esta escasez del registro fósil está claramente controlada por problemas tafonómicos, por los importantes procesos de dolomitización que presentan estos materiales y por la distribución de facies (Escudero-Mozo et al., 2015). Si bien, es muy posible que en nuestra área de estudio (zona más occidental del Tethys) las paleocomunidades aún estuvieran en proceso de recuperación durante el Triásico Medio (Márquez, 2005).

1.4. PROBLEMÁTICA DE LOS LÍMITES CRONOESTRATIGRÁFICOS DEL TRIÁSICO

La subdivisión de los pisos del Triásico, así como la datación del límite Pérmico-Triásico, es un tema que se lleva estudiando desde hace más de doscientos años. Aunque actualmente es aceptado que las tres épocas del Triásico están subdivididas en siete pisos: dos pisos en el Triásico Inferior (Induense y Olenekiense), dos pisos en el Triásico Medio (Anisiense y Ladinense), y tres en el Triásico Superior (Carniense, Noriense y Retiense), algunos de los límites entre ellos aún están en discusión (Gradstein et al., 2012).

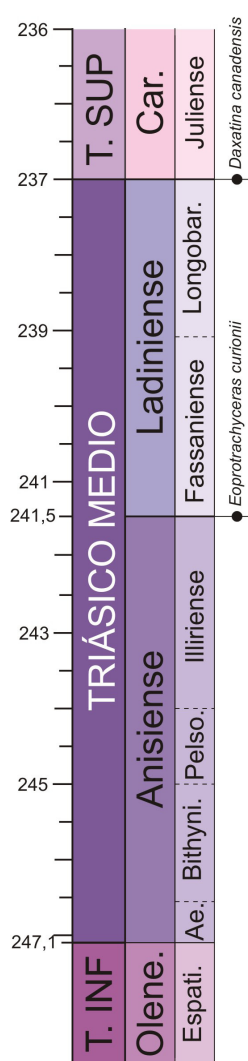
Una de las herramientas más importantes para construir la escala del Triásico fue la bioestratigrafía, que aparte de ayudar a subdividir el Triásico, es una herramienta imprescindible para realizar correlaciones entre diferentes partes del mundo. Los grupos más importantes utilizados en los sedimentos marinos son: ammonites, conodontos y radiolarios, mientras que en los sedimentos continentales se usan palinómorfs y, con menor precisión conostráceos, y huellas y huesos de tetrápodos. En sedimentos marinos la escala bioestratigráfica más usada tradicionalmente era la basada en ammonites, pero actualmente

también es muy utilizada la de conodontos, por la mayor independencia que presentan estos últimos con respecto a las facies.

A diferencia del Triásico Inferior que siempre ha traído mucha controversia en su división, el Triásico Medio fue subdividido en 1984 y 1991 por la “*Subcommission on Triassic Stratigraphy*” (STS), en los dos pisos ya mencionados, Anisiense y Ladiniense. El Anisiense está a su vez dividido en cuatro subpisos: Aegiense, Bithyniense, Pelsoniense e Illiriense. Y el Ladiniense en dos subpisos: Fasnienense y Longobardiense.

Sin embargo, no se ha llegado a un acuerdo en cuanto a donde situar el GSSP para la base del Anisiense, ya que se han utilizado varios géneros de ammonites para definir este límite en las diferentes regiones (Gaetani, 1993). De este modo, por ahora se acepta el uso de otros marcadores, como la primera aparición del conodonto *Chiasella timorensis* (Orchard y Tozer, 1997; Orchard, 2010). En cuanto a edad absoluta de este límite, en la localidad de Gizhou (China) se ha podido datar un nivel de cenizas volcánicas en 247 M.a. (Lehrmann et al., 2006).

Gradstein et al., 2012



Por su parte, el GSSP de la base del Ladiniense, marcado por la primera aparición del ammonite *Eoprotrachyceras curionii* (Fig. 1.3), está definido en la sección de Bagolino, Italia (Brack et al., 2005). La edad de este límite se encuentra en un intervalo marcado por dataciones de U-Pb realizadas en dos niveles volcanoclásticos, uno situado por debajo de dicho límite (241,2 M.a. \pm 0.8) y otro por encima (238,8 \pm 0,5/0,2 M.a.).

El GSSP para la base del Carniense también se ha definido en Italia, estando situado en la base de la Fm. San Cassiano (Patri di Stuares/Stuares Wiesen, Alpes Meridionales) y está marcado por la primera aparición del ammonite *Daxatina canadensis* (Mietto et al., 2012). Basándose en el número y duración de las biozonas (tomando la escala de biozonas del dominio del Tethys) desde el límite Anisiense-Ladiniense hasta el límite Ladiniense-Carniense, se le da a este último una edad aproximada de 237 M.a.

Desde que Gradstein et al. publicaran en 2004 una de las últimas escalas cronoestratigráficas aceptadas internacionalmente y aprobadas por la Comisión Internacional de Estratigrafía (CIE) se han producido algunos cambios. La aprobación de los GSSP que hemos mencionado para diferentes límites del Triásico y la mejora de las dataciones absolutas han permitido proponer variaciones en esta escala, donde se ha modificado la edad de algunos límites y la duración de algunas épocas, haciéndose más extensa la duración del

Figura 1.3. Última actualización de la Escala Cronoestratigráfica del Triásico Medio, basada en los datos recopilados por Gradstein et al., 2012.

Triásico Superior y disminuyendo la del Triásico Medio (5,6 m.a. para el Anisiense y 4,5 m.a. para el Ladinense) e Inferior (Brack et al., 2005; Ogg et al., 2008; Mundil et al., 2010). La última recopilación y modificación de la escala cronoestratigráfica global, se ha realizado en el trabajo de Gradstein et al. (2012), en cuya escala del Triásico nos vamos a basar a lo largo de esta memoria (Fig. 1.3).

1.5. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LAS ZONAS DE ESTUDIO

Se han estudiado las rocas del Triásico Medio y de la base del Triásico Superior en facies Muschelkalk de tres áreas diferentes de España. Dos de estas áreas están situadas en el este de la Península Ibérica; una en el sureste de la Cordillera Ibérica, y la otra en la zona central y suroeste de la Cordillera Costero Catalana. Estas dos zonas están separadas entre sí por el Alto Maestrazgo y la desembocadura del Ebro. La tercera zona de estudio se sitúa en la zona septentrional de la Isla de Menorca (Fig. 1.4). Este estudio ha permitido establecer correlaciones entre las tres áreas y analizar de forma global la evolución del este de Iberia.

1.5.1. Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica es una estructura lineal de dirección NO-SE, que habitualmente se divide en dos dominios geográficos o “ramas”, la Rama Castellana al suroeste y la Rama Aragonesa al noreste, separados por la cuenca cenozoica de Almazán-Teruel (Fig. 1.4). Dentro de la Cordillera Ibérica se ha estudiado una zona que abarca más de 23.000 km², y que comprende la zona más meridional de la Rama Aragonesa, y las zonas central, oriental y meridional de la Rama Castellana (Fig. 1.4), donde se han levantado 28 columnas estratigráficas en detalle.

Dentro de la Rama Aragonesa se ha estudiado una pequeña área situada en el borde meridional de la Cuenca del Ebro, en la zona norte de la provincia de Teruel (Fig. 1.4), donde se han levantado tres columnas cerca de las localidades de Rudilla, Torre de las Arcas y Peñas Royas.

Por su parte, en la Rama Castellana el área de estudio es mucho más grande, habiéndose levantado columnas en parte de las provincias de Cuenca, Teruel, Valencia y Castellón (Fig. 1.4). En la provincia de Cuenca la mayoría de las series estudiadas se encuentran en la zona este, cerca de las localidades de Huélamo, Cañete, Boniches, Landete, Henarejos, Moya y Villora, aunque también se ha levantado una serie en la zona septentrional de la provincia de Cuenca, cerca de la población de Cueva de Hierro. En la provincia de Teruel se han estudiado dos secciones, una en la zona central, cerca de la localidad de Corbalán y una en la zona meridional cerca del pueblo de Manzanera. Por su parte en la Comunidad Valencia se han levantado diez columnas: tres en la zona meridional de la provincia de Castellón cerca de las localidades de El Molinar, Montan y Benicasim; y siete en la provincia de Valencia próximas a las poblaciones de Chelva, Serra, Bugarra, Macastre, Montserrat y Jarafuel.

Casi todas las columnas levantadas en estas zonas se encuentran en cortes próximos a la carretera, excepto en algunos casos en los que los materiales forman pequeños montes frecuentemente coronados por castillos o puntualmente por canteras.



Figura 1.4. Mapa geográfico de las zonas de estudio y localización de las columnas estratigráficas.

1.5.2. Cordillera Costero Catalana

La Cordillera Costero Catalana es una estructura de dirección NE-SO situada en el noroeste de la Península Ibérica. Está formada por dos alineaciones montañosas principales; la Cordillera Litoral y la Cordillera Prelitoral, separadas por la Depresión Prelitoral o del Vallés-Penedés.

El área de estudio se limita al sector central y al sector meridional de la cordillera, situados ambos dentro de la provincia de Tarragona (Fig. 1.4), donde se han realizado tres columnas en las cercanías de las localidades de Colldejou, L'Albiol y Mora de Ebro. En general los afloramientos en esta zona se encuentran en cortes de carreteras y llegan a alcanzar elevaciones de hasta 739 m. El paisaje, más abrupto, y la mayor vegetación de la Cordillera Costero Catalana hacen que algunas de las secciones de esta zona presenten una mayor dificultad de acceso que en la Cordillera Ibérica.

1.5.3. Menorca

Menorca es la más oriental de las islas mayores que forman las Islas Baleares. Está dividida en dos zonas: la región de la Tramuntana al norte y la región de Migjorn al sur. En la primera de estas zonas afloran extensamente los materiales de edad triásica que han sido objeto de estudio, y donde se han realizado cinco columnas estratigráficas en los municipios de Ciutadella, Es Mercadal y Mahón, cerca de las poblaciones de Cala Morell, Santa Teresa, Arenal d'en Castell y Es Mercadal.

1.6. MARCO GEOLÓGICO

1.6.1. Evolución tectónica de Iberia

A finales del Paleozoico Iberia formaba parte de la gran sutura Varisca, resultado de la formación de Pangea, que se extendía desde los Apalaches al Macizo de Bohemia. Constituía un bloque continental situado entre Europa y África, que con el comienzo de la rotura de Pangea comienza a individualizarse y pasa a formar parte de una compleja zona de cizalla dextral definida por dos sistemas de fallas de desgarre de dirección E-O: el sistema de Gibraltar-Chedabucto al sur y el sistema Pirineos-Golfo de Vizcaya al norte (Arche y López-Gómez, 1996; Vargas et al., 2009).

En este proceso de rotura continental, Iberia se ve afectada por un rift incipiente a lo largo del margen este, de dirección NE-SO, relacionado con el sistema de fallas de Crevennes y por la propagación hacia el sur del Atlántico Norte y del sistema de rift del Rin (Arche y López-Gómez, 1996; Vargas et al., 2009; De Vicente et al., 2009).

Durante el intervalo Pérmico Inferior-Jurásico Superior, Iberia sufre un gran periodo extensional, que tiene dos fases principales: una fase de rift que se produce desde el Pérmico Superior al Triásico Inferior y una fase de subsidencia térmica que abarca el resto del Triásico

y gran parte del Jurásico. La primera de estas fases está, a su vez, dividida en diferentes etapas sinrift-postrift (Vargas et al., 2009). Los movimientos entre los diferentes bloques y las direcciones de esfuerzos durante estos periodos extensivos dieron lugar a la reactivación de varios sistemas de fallas variscos, de dirección NO-SE y NNO-SSE, que controlaron la apertura de los grábenes y la sedimentación de cuatro cuencas principales: Pirineos, Ebro, Cataluña e Ibérica (Sopeña et al., 1988; Calvet et al., 1990; Salas y Casas, 1993; Arche y López-Gómez, 1996; van Wees et al., 1998; De Vicente et al., 2009).

El relleno de estas cuencas comienza en el Pérmico Inferior, con la sedimentación sinrift de series rojas de origen continental, y continúa con importantes interrupciones durante todo el Triásico Inferior hasta la parte inicial del Triásico Medio. Sobre estas facies se depositan, durante el Triásico Medio, los sedimentos carbonáticos marinos que son el objeto de esta tesis, y que están asociados al avance hacia el oeste del mar del Tethys.

1.6.2. Cuenca Ibérica

La Cuenca Ibérica fue una cuenca intracontinental situada en el este de Iberia, cuya evolución se inicia durante el Pérmico Inferior, como resultado de la reactivación de las antiguas fallas variscas durante una etapa multifásica de rifting (Alvaro et al., 1979; Arche y López-Gómez, 1996; Vargas et al., 2009; De Vicente et al., 2009).

Los bordes de la cuenca estaban delimitados por una serie de fallas lístricas sintéticas de dirección NO-SE conjugadas con una serie de fallas antitéticas secundarias de desgarre con orientación NNE-SSO (Fig. 1.5), que dividían la cuenca principal en pequeñas cuencas bien definidas con diferentes tasas de subsidencia durante las primeras etapas de rift (Pérmico-parte inicial del Triásico Medio). Los sistemas de fallas más importantes son: la falla de la Serranía de Cuenca, la falla de Espadán-Teruel-Molina y la falla de Ateca-Montalbán-Maestrazgo (López-Gómez y Arche, 1993; Arche y López-Gómez, 1996; Van Wees et al., 1998; Guimerà et al., 2004).

Asimismo, la cuenca Ibérica estaba constituida por dos surcos de dirección NO-SE separados por un alto estructural poco subsidente, que actuó como umbral que separaba dos subcuencas, que hoy están representadas en la Rama Castellana (RC) al suroeste y la Rama Aragonesa (RA) al noreste (Fig. 1.5).

La compresión alpina, que tiene lugar a lo largo del Cenozoico, provocó la inversión de la cuenca a favor de las principales fallas normales de dirección NO-SE que se habían generado durante las fases extensivas, originando la estructura que actualmente forma la Cordillera Ibérica (Arche y López-Gómez, 1996; Casas Sainz et al., 2000; De Vicente et al., 2009). Dentro de esta cordillera los afloramientos triásicos aparecen generalmente en los núcleos de anticlinales de dirección NO-SE (Fig.1.5).

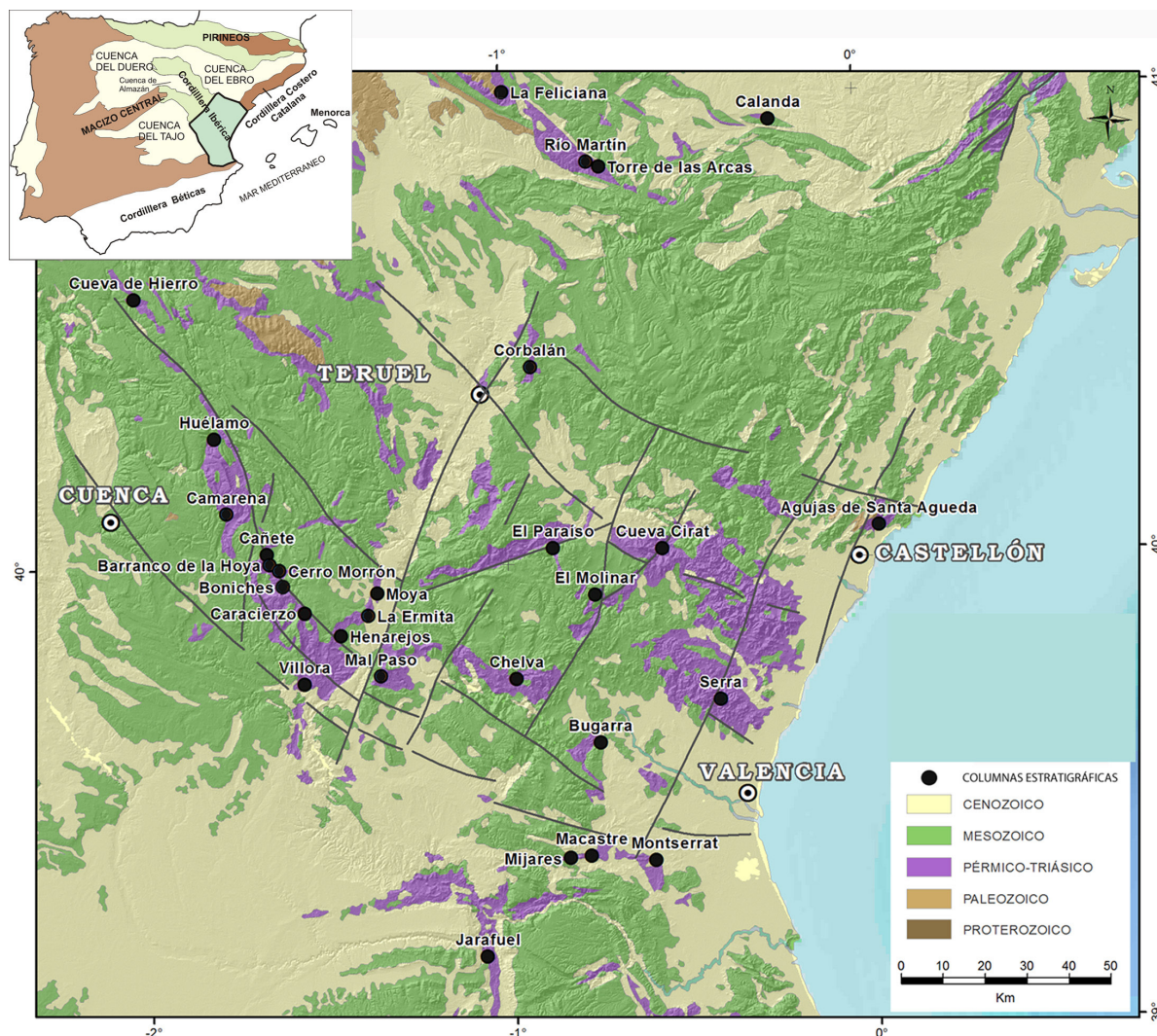


Figura 1.5. Localización de los afloramientos Triásicos y de las columnas estratigráficas realizadas en la Cordillera Ibérica.

1.6.3. Cuenca Catalana

La Cuenca Catalana se formó a finales del Paleozoico en la parte noreste de Iberia, separada de la cuenca del Ebro por el alto de Lleida, y de los Pirineos por el hipotético alto de Girona (Calvet et al., 1990; Galán-Abellán et al., 2013). Estaba dominada por dos sistemas principales de fracturas: longitudinales de dirección NE-SO, y transversales respecto a la orientación general de la cordillera, de dirección ENE-OSO (Vegas, 1975). Estos sistemas de fallas actuaron durante todo el Mesozoico bajo un régimen extensional limitando una serie de bloques con diferente subsidencia (Marzo, 1980; Ramón y Calvet, 1987; Gaspar-Escribano et al., 2004). Debido a esta limitación se diferencian tres dominios tectónicos en los que podemos encontrar materiales Triásicos, donde a pesar de presentar diferente tasa de subsidencia se han podido correlacionar las diferentes unidades litoestratigráficas del Muschelkalk (Marzo, 1980; Marzo y Calvet, 1985; Calvet y Marzo, 1994; Dinarès-Turell et al., 2005). Estos dominios de noreste a sureste son: Montseny-Llobegrat-Garraf-Gaia, Prades y Priorat-Baix Ebre (Fig. 1.6A).

Este sistema de fallas longitudinales y transversales, que controló la apertura de la cuenca, provocó durante la inversión Alpina la formación de una serie de pliegues-falla de dirección ENE-OSO en el extremo suroeste, y estrechas bandas de deformación con dirección NE-SE a ENE-OSO en el extremo noreste, situadas entre bloques muy poco deformados (Roca et al., 1999). Finalmente, la tectónica de extensión post-orogénica originó una estructura de fosas y bloques antitéticos delimitados por fallas normales de dirección ENE-OSO a NE-SO (Marzo, 1980; Gaspar-Escribano et al., 2004) (Fig.1.6A).

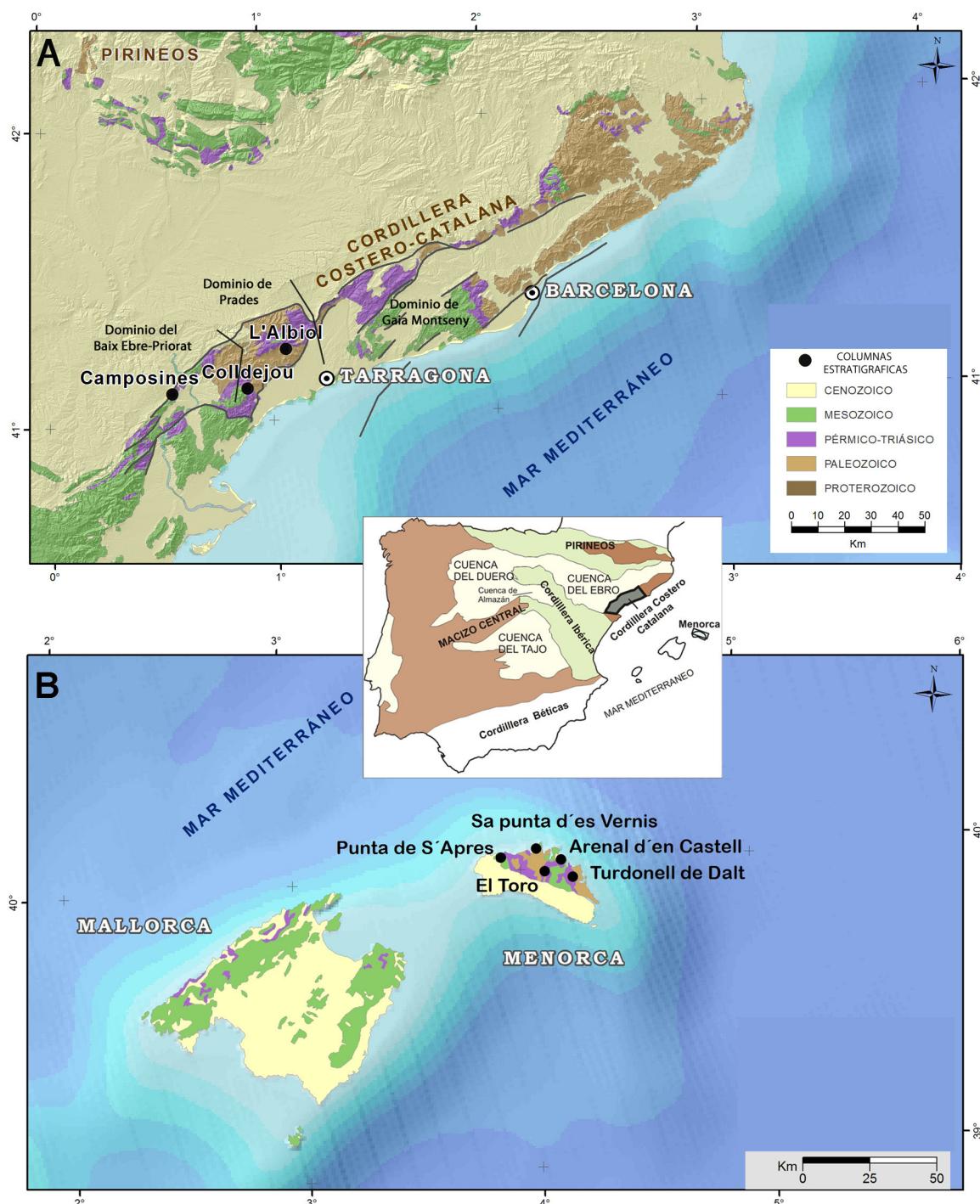


Figura 1.6. Localización de los afloramientos Triásicos y de las columnas estratigráficas realizadas en la Cordillera Costero Catalana (A) y en Menorca (B).

1.6.4. Menorca

Los antecedentes sobre la situación paleogeográfica y la evolución tectónica general de las Islas Baleares durante el Triásico son imprecisos y con frecuencia contradictorios. Los datos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos que se han recopilado hasta el momento (Rodríguez-Perea et al., 1987; Llompart et al., 1987) y durante la realización de este trabajo indican que, durante el Triásico Medio, Menorca estaba situada en algún lugar del este de Iberia y en una situación más próxima de la que presenta en la actualidad.

Actualmente, Menorca se divide en dos zonas separadas por una línea ONO-ESE que se extiende desde Mahón hasta Cala Morell. La parte sur está formada por materiales del Mioceno Superior que forma un anticlinal muy laxo con el eje orientado N-S. Al norte se encuentra la zona de la Tramuntana, formada por materiales paleozoicos, mesozoicos y oligocenos deformados durante la rogenia Alpina, presentando un conjunto de fallas de salto en dirección ONO-ESE y un sistema de cabalgamientos y pliegues de dirección NE-SO y NO-SE (Gelabert y Sabat, 2004) (Fig. 1.6B).

1.7. METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos planteados, se ha utilizado la metodología habitual de los trabajos de índole estratigráfica, sedimentológica y paleogeográfica. En este capítulo se exponen los principales procedimientos usados, que se pueden agrupar en cuatro tipos: revisión bibliográfica, campañas de campo, trabajo de laboratorio y, trabajo de gabinete (Fig. 1.7).

1.7.1. Revisión bibliográfica

La búsqueda y el análisis de información previa sobre los problemas planteados resulta una tarea básica en cualquier labor de investigación. En nuestro caso, esta tarea tiene un papel fundamental en el desarrollo del trabajo, ya que esta tesis tiene una fuerte componente de trabajo de síntesis y revisión. La recopilación exhaustiva y el análisis crítico de los antecedentes constituyen por tanto pilares fundamentales de la tesis.

Por otro lado, el área abarcada en esta tesis es muy amplia, lo que exige un trabajo bibliográfico previo encaminado a seleccionar las localidades en las cuales se puede obtener información más novedosa e importante para los objetivos perseguidos. El análisis del contenido paleontológico exige igualmente un estudio minucioso de los antecedentes.

1.7.2. Trabajo de campo

Se han estudiado (revisado o levantado) en afloramiento un total de 37 columnas estratigráficas con un detalle de 0.1 m. Estas columnas abarcan los materiales carbonáticos (y no carbonáticos asociados) del Triásico Medio (y parte inferior del Triásico Superior), y están repartidas a lo largo de las tres áreas de estudio (Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, y Menorca)

El trabajo de campo lleva implícito varias tareas: 1. cartografía geológica de las áreas con mayor complejidad y reconocimiento de unidades litoestratigráficas; 2. descripción de las características sedimentológicas de los materiales; 3. interpretación de los medios sedimentarios en base a las facies y asociaciones de facies diferenciadas; 4. localización e interpretación de las principales discontinuidades o interrupciones sedimentarias; 5. análisis preliminar de la estratigrafía secuencial; 6. recogida de muestras en los materiales estudiados (calizas, dolomías y lutitas) y de microfósiles para su posterior estudio en el laboratorio.

1.7.3. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se ha centrado en el análisis de las muestras recogidas en el campo, dependiendo del material a estudiar:

– Estudio petrográfico y caracterización de microfacies a partir de láminas delgadas de muestras de carbonatos. La preparación de estas laminas, se llevo a cabo en el Laboratorio del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. Para ello, se procedió a cortar cada una de estas muestras de roca recogidas en el campo en secciones paralelas a la orientación del ejemplar, obteniéndose una pastilla a partir de la cual se realizó una lámina delgada de 30 μm de espesor, doblemente pulida (primero con carborundo y posteriormente con alúmina), pegada a una temperatura no superior a los 60°C, con resina termoresistente de tipo Epoxy. Las láminas delgadas fueron cubiertas con spray o se dejaron sin cubrir si se iban a estudiar con catodoluminiscencia. En total se realizaron 406 láminas delgadas, que se fueron teñidas según el método perfeccionado de Lindholm y Finkelman (1972), con rojo de alizarina y ferrocianuro potásico para diferenciar las dolomías de las calizas e identificar las fases ferrosas y no ferrosas. Estas láminas se estudiaron con un microscopio de luz polarizada (Nikon Eclipse E400POL) que tiene acoplado una cámara digital Nikon Coolpix 5000. Para la descripción petrográfica se han seguido las clasificaciones de rocas carbonáticas de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971) para las microfacies, y de Folk (1965) y Friedman (1965) para las dolomías cristalinas.

– Cuando convino, el estudio petrográfico se completó con un estudio de catodoluminiscencia en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, mediante un sistema de catodoluminiscencia fría Citl MK4 bajo las siguientes condiciones: intensidad de 300-350 μA , voltaje de 20-25 Kv y vacío de 0.2-0.3 Torr. Este aparato esta acoplado a un microscopio de luz polarizada Nikon que tiene acoplado una cámara digital Nikon coolpix 5000.

– Geoquímica elemental e isotópica de carbonatos: Para el estudio de la geoquímica de estos materiales se han seleccionado 109 muestras sobre las que se han realizado análisis geoquímicos de roca total con el fin de conocer la proporción de elementos mayores y menores que componen la roca, y/o se han realizado análisis isotópicos de C, O y Sr. La metodología de este estudio se explica en detalle en el capítulo 5.

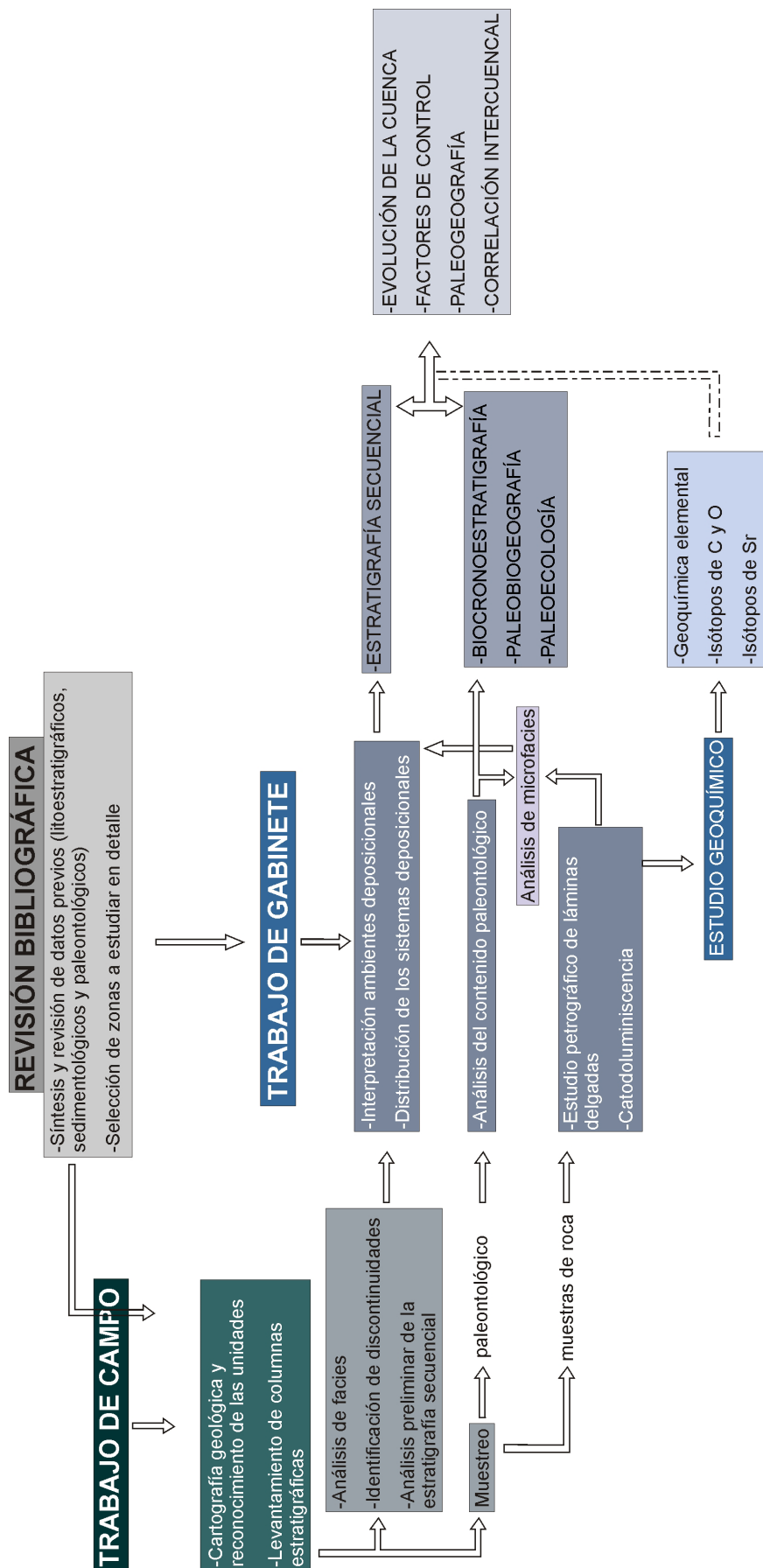


Figura 1.7. Diagrama de flujo de la Metodología.

– Análisis palinológicos en materiales arcillosos: Las muestras de material sedimentario favorables para ello (lutitas poco oxidadas) han sido objeto de un tratamiento para la extracción de restos palinológicos. La preparación de estas muestras se ha llevado a cabo en el Laboratorio de palinología y levigados del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, siguiendo el método utilizado por el laboratorio de palinología de la Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo. Las muestras que aportaron restos palinológicos fueron enviadas al Dr. Bienvenido Díez del Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio de la Universidad de Vigo, para su estudio.

– Análisis bioestratigráfico y de las asociaciones de fósiles: Todos los fósiles encontrados en los materiales estudiados (tanto el nuevo material recogido como el bibliográfico) han sido analizados y estudiados en detalle, en colaboración con varios especialistas en los distintos grupos fósiles. Este estudio es esencial para el trabajo realizado, debido a la importancia de los nuevos datos cronoestratigráficos obtenidos, así como por la información paleoecológica y paleobiogeográfica que aporta este material. La metodología utilizada para realizar este análisis se explica de una forma más detallada en el capítulo 4.

1.7.4. Trabajo de gabinete

Durante esta fase de trabajo se han tratado y analizado detallada y conjuntamente, los datos de campo y laboratorio, permitiéndolo obtener resultados de forma escalonada y elaborar las hipótesis y conclusiones que se presentan en esta memoria. Cada capítulo en el que se analizan estos datos (biocronoestratigrafía, geoquímica, estratigrafía secuencial, paleogeografía...) incluye una explicación detallada de la metodología usada para cada estudio.

2. ANTECEDENTES

2. ANTECEDENTES

En este capítulo se hace una recopilación bibliográfica de los trabajos realizados en el Triásico de las zonas de estudio, centrándonos sobre todo en los que tratan sobre los sedimentos carbonáticos marinos del Triásico Medio (facies Muschelkalk). La mayoría de ellos son locales y de carácter sedimentológico, estratigráfico y paleontológico, siendo pocos los trabajos que enmarcan la facies Muschelkalk en un contexto regional.

2.1. CORDILLERA IBÉRICA

Este apartado no pretende ser una recopilación exhaustiva, ya que ésta ha sido realizada, en gran medida, en trabajos de síntesis previos, como los de Márquez-Aliaga (1983); López-Gómez (1985); López-Gómez y Arche (1994); Goy (1995), López-Gómez et al. (2002), pero sí intentará mostrar aquellas etapas de trabajo más importantes que desde finales del siglo XIX han proporcionado la información más destacada relacionada con los materiales estudiados durante la realización de esta tesis.

A mediados del siglo XIX aparecen los primeros trabajos sobre el Triásico de la Cordillera Ibérica, donde se realizan estudios descriptivos, estratigráficos y faunísticos basándose en la comparación con el Triásico de otras zonas de Europa. Cabe destacar los trabajos de De Verneuill y Colomb (1852, 1853) donde se distinguen por primera vez tres tramos para el conjunto de la sucesión del Triásico, y citan el primer yacimiento de fósiles en la provincia de Cuenca. De igual modo, Cortázar y Pato (1882) realizan un trabajo de similares características en la provincia de Valencia. En los trabajos de Cortázar (1875, 1885) y Vilanova (1863, 1881) se realiza una descripción geológica del Triásico en el Mapa Geológico de España, inicialmente para las provincias de Cuenca y Teruel, y posteriormente para las provincias de Valencia y Teruel. En cuanto a los datos paleontológicos cabe destacar el trabajo de Sos (1933), en el que se revisan las clasificaciones de los fósiles encontrados en los sedimentos triásicos de la Península Ibérica depositados en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid y donde resuelve las sinonimias que había hasta ese momento de los mismos.

A comienzos del siglo XX se realizan algunos trabajos, como los de Mallada (1902 y 1927) y Giménez-Aguilar (1928) en los que se recopilan datos de los sedimentos triásicos de la Península Ibérica, aunque la mayoría de los cuales no aportan muchos datos nuevos, y otros trabajos más regionales como los de Royo Gómez (1926) y Hahne (1943) en los que se empieza a estudiar la tectónica de la zona. En esta época destaca la amplia obra de Richter y Teichmüller (1933) que se convierte en uno de los trabajos más importantes del momento y que incluye algunas hipótesis que se confirmarían en los años posteriores. En cuanto a trabajos paleontológicos, cabría destacar como la aportación más importante la recopilación de fósiles del Triásico de España que hace Schmidt (1936).

A partir de esta etapa, los estudios regionales sobre la estratigrafía y tectónica del Triásico se hacen más numerosos y empiezan a aparecer más menciones e identificaciones de

fósiles, como sucede en los trabajos de Lapparent et al. (1957), Dupuy de Lome (1957, 1963), Cournelle (1968), Le Joncour (1965) y Meléndez (1972). También cabe señalar el trabajo de Riba y Ríos (1960-1962) donde se destaca la disminución de espesor de la facies Muschelkalk hacia la meseta y la tesis doctoral de Villard (1973), donde cita la presencia de *Lingula tenuissima* y divide el Muschelkalk en tres tramos, dos carbonáticos (Muschelkalk inferior y superior) y un tramo intermedio arcilloso y evaporítico (Muschelkalk medio), destacando este último como nivel de despegue. Dos de los trabajos más importantes de esta época son el de Garrido y Villena (1977), donde se realiza un análisis de la distribución de potencias, facies y evolución vertical de las series del Buntsandstein y el Muschelkalk, considerando la existencia de cuatro “megasecuencias” delimitadas por cinco rupturas tectonosedimentarias, y el trabajo de Virgili et al. (1977), donde se fijan por primera vez una serie de conclusiones cronoestratigráficas para el Triásico peninsular. El trabajo de Álvaro et al. (1979) es uno de los primeros estudios que trata la caracterización y evolución tectónica de la cuenca Ibérica.

Mención importante merecen los mapas y memorias MAGNA a escala 1:50.000 que publica el Instituto Geológico y Minero durante esta época, los cuales sirven como base para la identificación y correlación de las distintas unidades del Triásico en la Península Ibérica.

Dentro del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid se crea un grupo de estudio sobre los materiales Permo-Triásicos de la Cordillera Ibérica, que permite obtener un conocimiento más detallado de la sedimentología, estratigrafía, paleontología y tectónica de estos sedimentos mediante la realización de varias tesis doctorales: Hernando (1977), Sopeña (1979), Ramos (1979), Márquez-Aliaga (1983), Pérez-Arlucea (1985), López-Gómez (1985), García-Gil (1990), Sánchez-Moya (1991) y Rey (1993). De la creación de este grupo de trabajo también han surgido numerosas publicaciones de carácter general y regional sobre el Triásico.

Por otro lado, a partir de los años 80 se realizan una serie de trabajos más específicos que inciden directamente en la zona de la Cordillera Ibérica que abarca esta memoria. De estos destacamos los siguientes:

López-Gómez y Arche (1986) describen en detalle las siete unidades litoestratigráficas identificadas por López-Gómez (1985) para el Pérmico y Triásico del sureste de la Cordillera Ibérica, donde se define formalmente la unidad inferior de las facies Muschelkalk como Fm. Landete, la unidad superior de las mismas facies como Fm. Cañete, y la unidad silicilástica que separa las dos unidades anteriores como Fm. Mas.

La sedimentología, estratigrafía, paleontología y diagénesis de estas formaciones son estudiadas en detalle en los trabajos de López-Gómez (1987), López-Gómez et al. (1987), López-Gómez y Mamet (1990), Márquez-Aliaga y López-Gómez (1989), en los que además se describe la facies Muschelkalk de la Península Ibérica como el resultado del desarrollo de rampas carbonáticas someras con una clara tendencia somerizante, y afectadas por procesos de dolomitización temprana.

En Pérez-Arlucea y Sopeña (1985) se definen formalmente las unidades en facies Muschelkalk de la zona NW de la Cordillera Iberia. En esta misma zona, Pérez-Arlucea (1987a, b) realiza un estudio de las facies y una interpretación de los ambientes sedimentarios, en el primero, y un estudio de la distribución de las unidades y un análisis de la evolución de la cuenca, en el segundo, en los sedimentos carbonáticos del Triásico Medio (facies Muschelkalk) en el sector de Molina de Aragón-Albarracín.

Pérez-Arlucea (1991) realiza un repaso de las características litoestratigráficas y un análisis secuencial de los sedimentos carbonáticos en facies Muschelkalk de la zona central de la Cordillera Ibérica. Además en este trabajo se definen formalmente varios miembros dentro de esta unidad.

En López-Gómez y Arche (1992a), se describen las unidades litoestratigráficas del Pérmico y del Triásico Medio, y se subdivide la Fm. Landete en cinco miembros y la Fm. Cañete en seis.

López-Gómez y Arche (1992b) presentan un trabajo sobre las características sedimentológicas y el significado paleogeográfico de la Fm. Marines (facies Röt), que se interpreta como una unidad transicional entre las facies continentales del Buntsandstein y las facies marinas del Muschelkalk. En este trabajo se estudia el inicio de la transgresión marina que tiene lugar en la Península Ibérica y que está representada por dichas facies.

López-Gómez et al. (1993), realizan una primera interpretación de la estratigrafía secuencial de las unidades litoestratigráficas que constituyen la facies Muschelkalk de la Cordillera Ibérica, basándose en la evolución sedimentológica de los distintos miembros que forman la Fm. Landete y la Fm. Cañete. En este artículo se determina que en las unidades en facies Muschelkalk hay dos secuencias deposicionales que corresponden a dos ciclos transgresivo-regresivos completos. El primero de estos ciclos estaría formado por la Fm. Marines y la Fm. Landete, y el segundo por la Fm. Más (unidad intermedia de las facies Muschelkalk) y la Fm. Cañete.

En López-Gómez y Arche (1993) se realiza un análisis conjunto de la estratigrafía secuencial y de la paleogeografía de la cuenca Ibérica de la facies Buntsandstein y Muschelkalk, determinando la existencia de dos secuencias deposicionales completas para el Buntsandstein y, otras dos, ya citadas en el párrafo anterior, para la facies Muschelkalk.

Salas y Casas (1993) hacen un estudio detallado de la evolución tectónica y la estratigrafía del sureste de la Cuenca Ibérica para todo el Mesozoico, distinguiendo tres estadios de extensión del rift Ibérico con diferentes fases de subsidencia.

En Arche et al. (1995) se realiza una reconstrucción paleogeográfica del sureste de la cuenca Ibérica en la zona de Teruel, similar a la que hemos descrito en el trabajo anterior pero que en este caso incluye desde el Pérmico hasta el Triásico Medio, realizando una recopilación de todos los datos publicados hasta el momento.

Arche y López-Gómez (1992, 1996) realizan unos trabajos detallados sobre la apertura, la evolución tectónica, subsidencia y relleno de la cuenca Ibérica desde el Pérmico al Triásico Medio, permitiendo dividir el relleno sedimentario en seis secuencias deposicionales separadas por discontinuidades, y la subsidencia de la cuenca en tres etapas controladas inicialmente por la tectónica y posteriormente por pérdida de temperatura.

Meléndez et al. (1995), llevan a cabo un trabajo detallado sobre las rampas carbonáticas del Triásico Medio en el sector central de la Cordillera Ibérica, su estratigrafía secuencial y las posibles implicaciones paleogeográficas.

En cuanto al estudio paleontológico y las dataciones de los sedimentos en facies Muschelkalk de esta zona de la Cordillera Ibérica hay que destacar una serie de artículos que incluyen importantes recopilaciones de fósiles, y que mostramos a continuación:

Márquez-Aliaga et al. (1987, 1994) realizan un análisis estratigráfico y paleontológico del anticlinal de Calanda (Teruel), donde se obtienen varios ejemplares de ammonites que permiten confirmar la adscripción de la Fm. Cañete al Ladiniense.

Doubinger et al. (1990) recopila las asociaciones de polen y esporas encontradas en sedimentos pérmicos y triásicos de la Cordillera Ibérica, permitiendo datar entre otras la Fm. Cañete como Ladiniense.

Márquez et al. (1994) encuentra la primera asociación de foraminíferos en la Fm. Landete, la cual les permite datar esta unidad como Anisiense. En Márquez (1994) se realiza una síntesis de todos los foraminíferos triásicos españoles, donde entre otras se cita una asociación que permite confirmar la adscripción de la Fm. Cañete al Ladiniense.

Goy (1995) realiza, por primera vez, una recopilación, revisión e interpretación bioestratigráfica de todos los ammonites encontrados en el Triásico español hasta esta fecha.

En cuanto a los bivalvos y braquiópodos, hay varios trabajos de síntesis e interpretación paleoecológica de los mismos, de los cuales cabe destacar los siguientes: Hirsch et al. (1987), Márquez-Aliaga y Martínez (1996), Márquez-Aliaga y García-Gil (1991) y Márquez-Aliaga et al. (1999).

Sánchez-Fernández et al. (2004), hacen un trabajo detallado de la estratigrafía del Pérmico y el Triásico en el anticlinal de la Rodana, al sureste de Valencia. En 2005 Sánchez-Fernández et al., realizan un trabajo de la sedimentología, estratigrafía y contenido paleontológico del Muschelkalk de Valencia, dividiendo estos sedimentos en cinco subunidades.

Márquez (2005) vuelve a hacer una revisión y recopilación actualizada de las asociaciones de foraminíferos de Iberia, donde se detalla la recuperación de este grupo tras

la extinción Pérmica, su significado paleoecológico y la posible interpretación paleogeográfica en el oeste del Tethys para el Triásico Medio.

Las tesis doctorales de Ros-Franch (2009) y de Plasencia (2009), son dos trabajos importantes de revisión y puesta a punto del conocimiento de los bivalvos mesozoicos el primero, y de los conodontos Triásicos de la Península Ibérica, el segundo.

Durante el transcurso de esta tesis se han encontrado más foraminíferos en la Fm. Landete (Escudero-Mozo et al., 2012) que coinciden con los datos previamente publicados por Márquez et al. (1994), ya citado en este apartado.

También habría que destacar entre los estudios más recientes la tesis doctoral de Galán-Abellán (2011), en facies Buntsandstein, en la que se trata la sedimentología, geoquímica y recuperación biótica tras la crisis P-T hasta la llegada de las unidades en facies Muschelkalk tanto en la Cordillera Costero Catalana como en la Cordillera Ibérica.

Durante las últimas décadas se han realizado una serie de trabajos de síntesis y recopilación de los datos obtenidos en materiales del Pérmico-Triásico de la Cordillera Ibérica, de los que destacamos los siguientes:

En Sopeña et al. (1988) se hace un estudio de la tectónica y evolución del rift Permo-Triásico de la Península Ibérica, donde se concluye que en este proceso se generan, mediante la activación de antiguas fallas variscas, una serie de cuencas separadas entre sí por umbrales y cuya sedimentación está controlada por la tectónica durante el Pérmico y el Triásico Inferior y, por variaciones del nivel del mar durante el Triásico Medio.

Budurov et al. (1993), basándose en los datos paleontológicos recopilados hasta el momento, presentan uno de los primeros artículos donde se establece una posible correlación entre los sedimentos Triásicos en facies Muschelkalk de la Península Ibérica con otras cuencas de Europa.

López-Gómez et al. (1998) realizan una síntesis de los datos estratigráficos y paleontológicos del Triásico Medio de la Península Ibérica, que permite correlacionar con cierto detalle el Muschelkalk de la Cordillera Ibérica y el de la Cordillera Costero Catalana.

López-Gómez et al. (2002) presentan una recopilación de los datos estratigráficos y de la evolución tectónica de los sedimentos pérmicos y triásicos en Iberia.

En el capítulo 5 del libro de Geología de España (Sopeña, 2004), se hace una compilación y puesta al día de todos los datos publicados hasta el momento sobre la evolución geológica de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana.

Virgili (2008) realiza una recopilación y revisión general de las características y posibles causas de la crisis del límite Pérmico-Triásico, poniendo especial énfasis en las consecuencias de ésta, en los sedimentos de la Península Ibérica y las zonas del oeste y centro de Europa.

2.2. CORDILLERA COSTERO CATALANA

El número de trabajos realizados en los sedimentos de facies Muschelkalk en esta zona es mucho menor que en la Cordillera Ibérica, sobre todo en las últimas décadas. Aun así, como en la Cordillera Ibérica, los podemos dividir en cuatro etapas en función de la época y la temática.

Desde mediados del siglo XIX hasta mediados del siglo XX, se realizaron numerosos trabajos donde se describían las características generales de los sedimentos Triásicos de la Cordillera Costero Catalana, como los de De Verneuil y Collomb (1853), Bauza (1876), Gombau (1877), y Anadón et al. (1979). Otros trabajos importantes de esta época, más centrados en realizar estudios estratigráficos y cartográficos de esta facies y siempre comparándolas con las facies Triásicas germánicas, son los de Maureta y Thos i Codina (1881), Mallada (1890) y Villaseca (1920). En cuanto a la estructura general de la Cordillera, hay que destacar especialmente el trabajo de Llopis (1947), donde se hacen las primeras hipótesis sobre la evolución tectónica y la sedimentación de esta cuenca.

A mediados del siglo XX, se publica el trabajo de tesis de Virgili (1958), considerado como el trabajo más completo realizado en esta zona hasta el momento en facies Muschelkalk, y en el que, en gran medida se basan todos los estudios posteriores. En esta tesis se lleva a cabo un análisis estratigráfico, sedimentológico, paleontológico y estructural del Triásico de cada uno de los tres sectores de la Cordillera Costero Catalana, resolviendo muchos de los problemas que había planteados hasta el momento, y donde ya se dividen la facies Muschelkalk en tres unidades: Muschelkalk inferior, medio y superior. A partir de este trabajo y hasta finales de los 70, se realizan varios estudios de índole estratigráfica en el Triásico Medio de esta zona, de los cuales podemos destacar los de Virgili y Julivert (1954), Virgili (1963, 1964, 1977), Robles (1974, 1975), Ortí y Bayo (1977) y Estebán et al. (1977).

En esta época también se realizan varios estudios sobre el contenido paleontológico de la facies Muschelkalk de la Cordillera Costero Catalana, como los de Mojsisovics (1874, 1882), Tornquist (1916), Bataller y Guerin (1930), Schmidt (1932a, 1932b, 1936), Llopis y Villalta (1935), y Calzada y Gaetani (1977). Sobre este tema, cabe destacar la recopilación que hace Virgili (1958) de todos los fósiles encontrados en estos sedimentos hasta ese momento.

También durante los años 70, se publican en el IGME las cartografías geológicas a escala 1:200.000 y 1:50.000 de esta zona, incluyendo además memorias con información petrográfica y sedimentológica.

A partir de este momento y hasta finales de los noventa, se realizan una serie de trabajos más específicos sobre la estratigrafía y sedimentología de la zona, algunos de los cuales comentamos a continuación:

Calvet y Ramón (1987) realizan un estudio estratigráfico, sedimentológico y diagenético de los sedimentos del Muschelkalk inferior de la Cordillera Costero Catalana, donde dividen el Triásico Inferior en cuatro unidades informales. Estos mismos autores realizan un estudio similar al anterior citado, pero centrado sólo en el dominio de Montseny-Llobregat, zona que no tratamos en esta memoria.

Calvet et al. (1987) realizan un estudio estratigráfico, sedimentológico y diagenético del Muschelkalk superior de la Cordillera Costero Catalana, basado en el de Virgili (1958). En este trabajo ya se divide la zona en los tres dominios tectonosedimentarios que se mantienen hasta la actualidad: Gaia, Prades y Baix-Ebre. También dividen los sedimentos del Muschelkalk superior, según las características sedimentarias que presentan en cada dominio, en varias unidades informales, distinguiendo cinco unidades en los dos primeros dominios y cuatro unidades en el dominio del Baix-Ebre.

Calvet y Tucker (1988) hacen el primer análisis e interpretación en detalle de las facies de la unidad Rasquera, que pertenece al Muschelkalk superior en el dominio del Baix-Ebre. En este mismo trabajo, estos sedimentos se interpretan como facies que van desde ambientes de cuenca profunda en la base, a facies proximales de rampa abierta hacia techo.

En Calvet et al. (1990) se realiza una recopilación de los datos sedimentológicos, estratigráficos y paleontológicos que había hasta el momento del Muschelkalk superior e inferior de la Cordillera Costero Catalana. En este trabajo también se lleva a cabo por primera vez, un análisis de la estratigrafía secuencial de estos sedimentos, distinguiendo dos secuencias deposicionales. La primera de ellas estaría formada por la parte alta de la facies Buntsandstein (facies Röt) y el Muschelkalk inferior, y la segunda por el Muschelkalk medio y el Muschelkalk superior.

De esta época cabe destacar la guía de campo realizada por Calvet y Marzo (1994), donde hacen un resumen sedimentológico y secuencial de la facies Buntsandstein y Muschelkalk de los tres dominios de la Cordillera Costero Catalana. En esta guía, además, marcan una serie de puntos clave para ver estos sedimentos en el campo.

En López-Gómez et al. (1998), como ya hemos dicho en los antecedentes de la Cordillera Ibérica, se hace un resumen estratigráfico y paleontológico de los sedimentos de facies Muschelkalk de esta zona, que permiten realizar una correlación con el Triásico Medio de la Cordillera Ibérica.

En cuanto a los trabajos paleontológicos y cronoestratigráficos, son muchos los que se realizan en los sedimentos en facies Muschelkalk para esta zona. En este apartado, no se hará una recopilación exhaustiva de estos trabajos, ya que la mayoría están incluidos en recopilaciones muy completas, algunas de las cuales ya hemos citado en el apartado de la Cordillera Ibérica. A continuación nombraremos algunas de las más relevantes:

Márquez-Aliaga (1985), en su trabajo de tesis doctoral, lleva a cabo una revisión y puesta a punto de todos los bivalvos recopilados previamente por Virgili (1958). Posteriormente esta autora realiza una síntesis e interpretación paleoecológica de las asociaciones de bivalvos del Triásico Medio de la Cordillera Costero Catalana en Márquez-Aliaga y Martínez (1996).

Solé de Porta et al. (1987) realiza un análisis palinológico de los sedimentos Triásicos de las Catalánides, encontrando dos asociaciones de polen y esporas, que permiten datar la base del *Muschelkalk* inferior como Anisiense, y el techo del *Muschelkalk* inferior (unidad Colldejou), como Anisiense superior.

March (1991) realiza una síntesis y un análisis en detalle de los conodontos del *Muschelkalk* inferior y superior, atribuyendo a estas unidades una edad Anisiense y Ladinense respectivamente.

Budurov et al. (1993) encuentra la primera asociación de foraminíferos en el *Muschelkalk* inferior de las Catalánides, que permiten situarlo en el Anisiense.

Los trabajos de Calvet y Marzo (1994) y López-Gómez et al. (1998) anteriormente citados incluyen una recopilación completa del contenido fósil con valor cronoestratigráfico, del *Muschelkalk* inferior y superior de la Cordillera Costero Catalana.

En algunos de los trabajos de recopilación también citados en el apartado anterior, como los de Goy (1995) y Márquez (2005), se realizan sendas síntesis de todos los ammonites citados en las Catalánides en el primero, y de todas las asociaciones de foraminíferos encontradas en el segundo. En Sopeña (2004), como ya hemos dicho, se incluye la recopilación de datos sobre la evolución geológica de la Cordillera Costero Catalana.

Cabe destacar, que durante la última década se ha realizado algún trabajo sobre la diagénesis y geoquímica de las facies *Muschelkalk*, siendo los más completos el de Calvet et al. (2001), donde se realiza un estudio isotópico de las unidades en facies *Muschelkalk* y de la Fm. Imón, tanto de la Cordillera Costero Catalana como de la Cordillera Ibérica; y el de Tucker y Marshall, (2004) que realizan un estudio de la diagénesis y de la geoquímica del *Muschelkalk superior* del dominio de Prades en la Cordillera Costero Catalana, centrándose sobre todo en la parte inferior de esta unidad (miembros de La Riba y Alcover).

2.3. MENORCA

Desde finales del siglo XIX hasta mediados del siglo XX se realizan numerosos estudios en el Triásico de la isla de Menorca, pero a partir de este momento son pocos los trabajos que se realizan en la facies *Muschelkalk* de esta zona, especialmente durante las últimas décadas. A continuación, citaremos los más importantes de cada época.

Desde finales de los 80 hasta mediados de los 90 del siglo XIX, se publican numerosos trabajos donde se comienza a estudiar la estratigrafía y la paleontología de Menorca, como los trabajos de Hermitei (1879), Nolan (1887), Tornquist (1909), Fallot (1923) o Hollister (1934). Entre los trabajos paleontológicos que se realizaron durante esta época cabe destacar especialmente dos de ellos: el de Mojsisovics (1887), que estudia los primeros ammonites que se encuentran en la facies Muschelkalk de Menorca, y la recopilación de fósiles del Triásico de España que hace Schmidt (1936).

A partir de mediados del siglo XX aparecen estudios más detallados de la geología de la isla, como el de Bourrouilh (1973, 1983). En este trabajo se lleva a cabo un estudio bastante completo de la estratigrafía, sedimentología y tectónica de las Islas de Menorca y Mallorca, donde se empieza a interpretar con detalle la estructura y evolución geológica de la Isla de Menorca durante el Triásico.

El trabajo de Goy (1986) destaca como uno de los trabajos más importantes de recopilación de ammonites del Triásico Medio de esta zona.

Rodríguez-Perea et al. (1987) llevan a cabo una síntesis general de los datos estratigráficos y paleontológicos de los sedimentos del Triásico de las Islas Baleares, realizando una comparación estratigráfica y una posible correlación entre ellas.

Llompart et al. (1987) realizan un estudio detallado, donde integran los datos estratigráficos y paleontológicos, para realizar una interpretación sedimentológica y realizar una escala bioestratigráfica de la facies Muschelkalk de Menorca, basada en ammonites.

Durante el año 1987, el IGME publica los mapas con la cartografía geológica a escala 1:25.000 de Menorca

En Fornós et al. (2004) se lleva a cabo una recopilación de todos los datos geológicos, estratigráficos y tectónicos de las Islas Baleares publicados hasta el momento.

A parte de estos trabajos mencionados, los datos paleontológicos de Menorca también han sido recopilados y estudiados en varios artículos, que ya hemos nombrado para la Cordillera Ibérica y Costero Catalana, como los de Goy (1995), Marquéz-Aliaga y Martínez (1996), López-Gómez et al. (1998) y Márquez (2005).

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

Los sedimentos marinos (facies Muschelkalk) del Triásico Medio y de la parte inferior del Triásico Superior en Iberia y en Menorca se han dividido en diferentes unidades estratigráficas, que constituyen la base del estudio estratigráfico regional realizado. En este capítulo se lleva a cabo una recopilación y revisión de las mismas, así como de las unidades infra- y suprayacentes directamente relacionadas con ellas (facies Röt y facies Keuper, respectivamente). Sin embargo, no se hará aquí una descripción detallada de las unidades, ya que ésta se puede encontrar en los trabajos originales que se citan. Antes de entrar en la descripción, se deben puntualizar dos aspectos:

1) En los años 80 del siglo pasado la proliferación de estudios locales y regionales del Triásico en diferentes áreas de la península y por diferentes grupos de investigación, derivó en una notable proliferación de definiciones de unidades litoestratigráficas formales e informales. Este desarrollo, que supuso un gran avance en el conocimiento de las facies Muschelkalk (ver capítulo 2), llevó asociado algunos casos de sinonimias, en los que las mismas unidades recibían casi simultáneamente nombres diferentes. En esta memoria se utilizan las unidades cuyo uso, después de cuatro décadas, ha prevalecido y se ha impuesto en la literatura científica, independientemente del posible criterio de prioridad estricta, siguiendo las recomendaciones de la Guía Estratigráfica Internacional (www.stratigraphy.org).

2) Tradicionalmente, la facies Muschelkalk de la Península Ibérica y las Baleares se han dividido en un término carbonático inferior, un término siliciclástico (margoso-lutítico-evaporítico) intermedio, y un término carbonático superior, que tienen extensión diferente. La presencia o ausencia de esos términos en cada región fue utilizada para la definición de cuatro “triásicos” para la Península Ibérica y Baleares, que corresponderían con sus respectivos dominios paleogeográficos. De oeste a este son (Fig. 3.1): 1. **Triásico Hespérico** (Sopeña et al., 1983): caracterizado por la ausencia de depósitos carbonáticos marinos; 2. **Triásico Ibérico** (Virgili et al., 1977): caracterizado por la presencia, únicamente, del término carbonático superior, y estar situado al oeste del Triásico Mediterráneo; 3. **Triásico Mediterráneo** (Virgili et al., 1977): caracterizado por presentar los tres términos; y 4. **Triásico Levantino-Balear** (López-Gómez et al., 1998) definido por la presencia de un único cuerpo carbonático y situado al este del Triásico Mediterráneo. Dicho cuerpo único se interpretó inicialmente como el resultado de la fusión de los términos inferior y superior, consecuencia de la posible desaparición estratigráfica hacia el este del término siliciclástico intermedio. Los resultados de esta tesis conducen sin embargo a: 1) descartar la presencia de carbonatos correspondientes al término carbonático inferior en este dominio, y 2) diferenciar un nuevo término carbonático en Menorca, de edad Carniense, no presente en el resto de los dominios y más moderno que el término superior.

La descripción de las unidades litoestratigráficas en facies Muschelkalk se hace siguiendo las tres áreas de estudio en las que se ha trabajado con detalle y levantado columnas estratigráficas (Fig. 3.1): 1. Sureste la Cordillera Ibérica; 2. Zona meridional y central de la Cordillera Costero Catalana; y 3. Menorca.

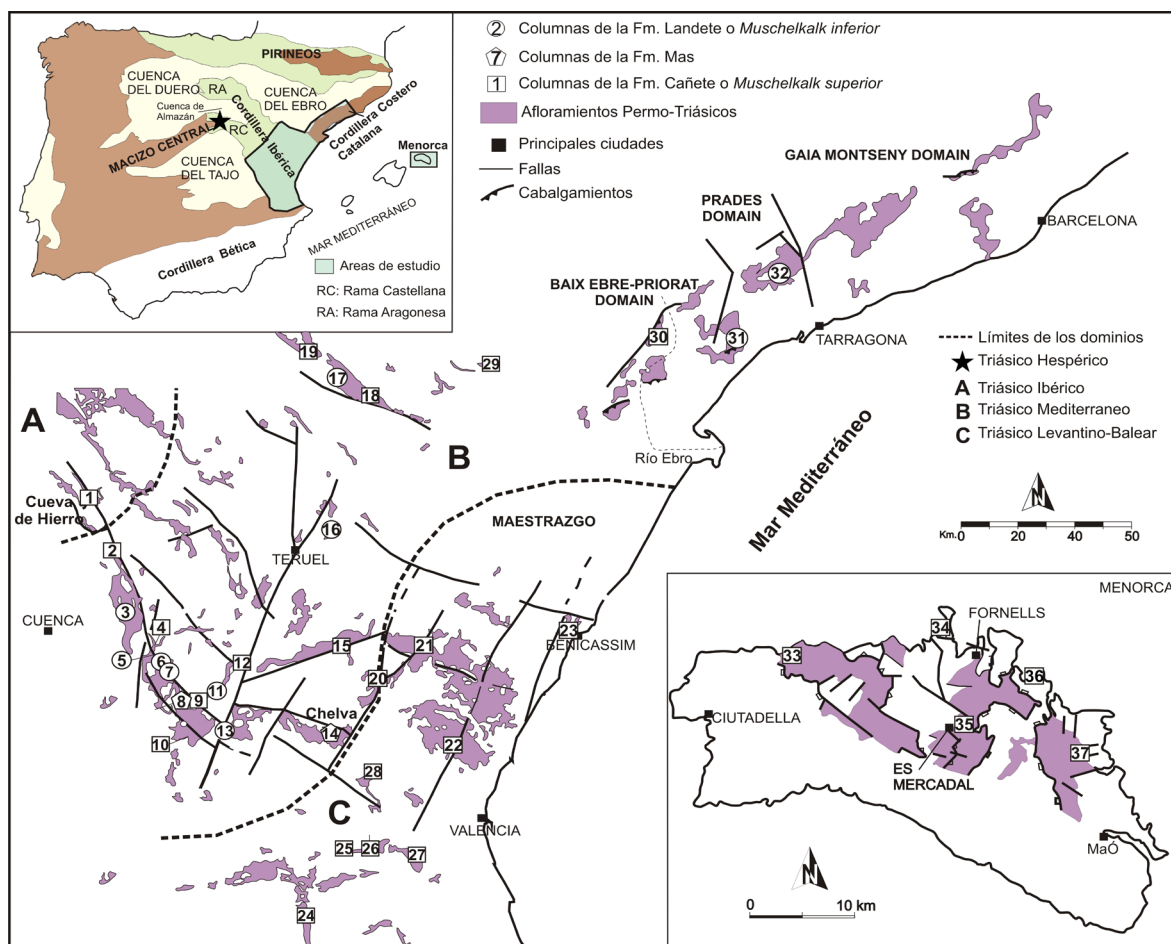


Figura 3.1. Afloramientos Triásicos y situación de las columnas estratigráficas realizadas en las tres zonas de estudio. SE de la Cordillera Ibérica: 1. Cueva de Hierro; 2. Huélamo; 3. Camarena; 4. Cañete; 5. Barranco de la Hoya; 6. Cerro Morrón; 7. Boniches; 8. Caracierzo; 9. Henarejos; 10. Villora; 11. La Ermita; 12. Moya; 13. Mal Paso; 14. Chelva; 15. El Paraíso; 16. Corbalán; 17. Río Martín; 18. Torre de las Arcas; 19. La Felician; 20. El Molinar; 21. Cueva Cirat; 22. Serra; 23. Agujas de Santa Águeda; 24. Jarafuel; 25. Mijares; 26. Macastre; 27. Montserrat; 28. Bugarra; 29. Calanda. Cordillera Costero-Catalana: 30. Camposines; 31. Colldejou; 32. L'Albiol. Menorca: 33. Punta de S'Apres, 34. Punta d'es Vernis, 35. El Toro, 36. Arenal d'en Castell, 37. Turdonell de Dalt.

3.1.1. Cordillera Ibérica

La primera zona de estudio está situada al sureste de la Rama Castellana y de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, englobando parte de las provincias de Cuenca, Teruel, Valencia y Castellón (Fig. 3.1). En esta zona hay presentes tres de los cuatro dominios paleogeográficos definidos para la facies Muschelkalk de Iberia:

El Triásico Ibérico, que aparece tan solo en la zona más occidental de la zona de estudio, en los alrededores de la localidad de Cueva de Hierro, donde la unidad carbonática superior

se apoya directamente sobre el basamento. En esta zona se ha levantado una columna (Cueva de Hierro) (Fig. 3.1).

El Triásico Mediterráneo, que comprende la zona central (provincia de Cuenca, sur de la provincia de Teruel y oeste de la de Valencia) y septentrional (centro y norte de la provincia de Teruel) de la zona de estudio de la Cordillera Ibérica. En este dominio se han realizado varias columnas en las tres unidades que forman la facies Muschelkalk (Fig. 3.1). Catorce en la zona central: seis columnas en la unidad carbonática inferior (Camarena, Barranco de la Hoya, Boniches, La Ermita, Cerro Morrón y Mal Paso), seis columnas en la unidad carbonática superior (Huélamo, Cañete, Henarejos, Moya, Villora y Paraíso), y dos en la unidad intermedia que las separa (Chelva y Carazierzo); y cuatro en la zona septentrional: dos en la unidad carbonática inferior (Corbalán y Río Martín) y dos en la unidad carbonática superior (Torre de las Arcas y La Felician). La facies Muschelkalk de la zona septentrional (Rama Aragonesa), presenta algunas diferencias con la zona central, caracterizándose por tener un espesor muy reducido de la unidad siliciclástica intermedia, presentar facies más someras en las unidades carbonáticas y por tener una secuencia deposicional más en la unidad carbonática inferior.

Por último, el Triásico Levantino-Balear comprende la zona más oriental y la zona meridional de la Cordillera Ibérica (Fig. 3.1), desde el este de la provincia de Teruel hasta la costa de Castellón, incluyendo el norte y centro de la provincia de Valencia. En esta última zona, la facies Muschelkalk está representada solo por la unidad carbonática superior que presenta una edad Anisiense superior-Ladiniense (Fig. 3.2). Inicialmente, fue difícil definir qué tipo de Triásico presentaba la zona meridional de la Cordillera Ibérica, ya que en esta zona la base de la facies Muschelkalk raramente aflora y frecuentemente esta fallada (Sánchez-Fernández et al., 2005). Pero los nuevos datos que se han ido recopilando durante esta tesis junto con los nuevos estudios realizados en estos materiales, son más consistentes con la presencia de un Triásico Levantino-Balear en esta zona (Fig. 3.2). En este dominio se han levantado un total de nueve columnas, cuatro en la zona oriental (El Molinar, Cueva Cirat, Serra y Agujas de Santa Águeda) y cinco en la zona meridional (Jarafuel, Mijares, Macastre, Montserrat y Bugarra) (Fig. 3.1).

En las zonas donde las sucesiones del Triásico Medio afloran solo parcialmente (Calanda) o no aflora como en la cuenca del Ebro o el Maestrazgo, el límite entre el dominio Mediterráneo y el Levantino-Balear se ha trazado basándonos en datos de procedentes de sondeos (Castillo-Herrador, 1974; IGME, 1987).

A lo largo de este trabajo nos referiremos a las unidades en facies Muschelkalk de la Cordillera Ibérica con los nombres formales dados por López-Gómez y Arche (1992a), definidos en la zona central del SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Así pues, la unidad carbonática inferior se corresponde con la Fm. Dolomías de Landete, la unidad siliciclástica intermedia con la Fm. Areniscas, Margas y Yesos del Mas, y la unidad carbonática superior con la Fm. Dolomías y Calizas de Cañete. A lo largo de la tesis nos referiremos a estas formaciones de forma abreviada como Fm. Landete, Fm. Mas y Fm. Cañete, respectivamente.

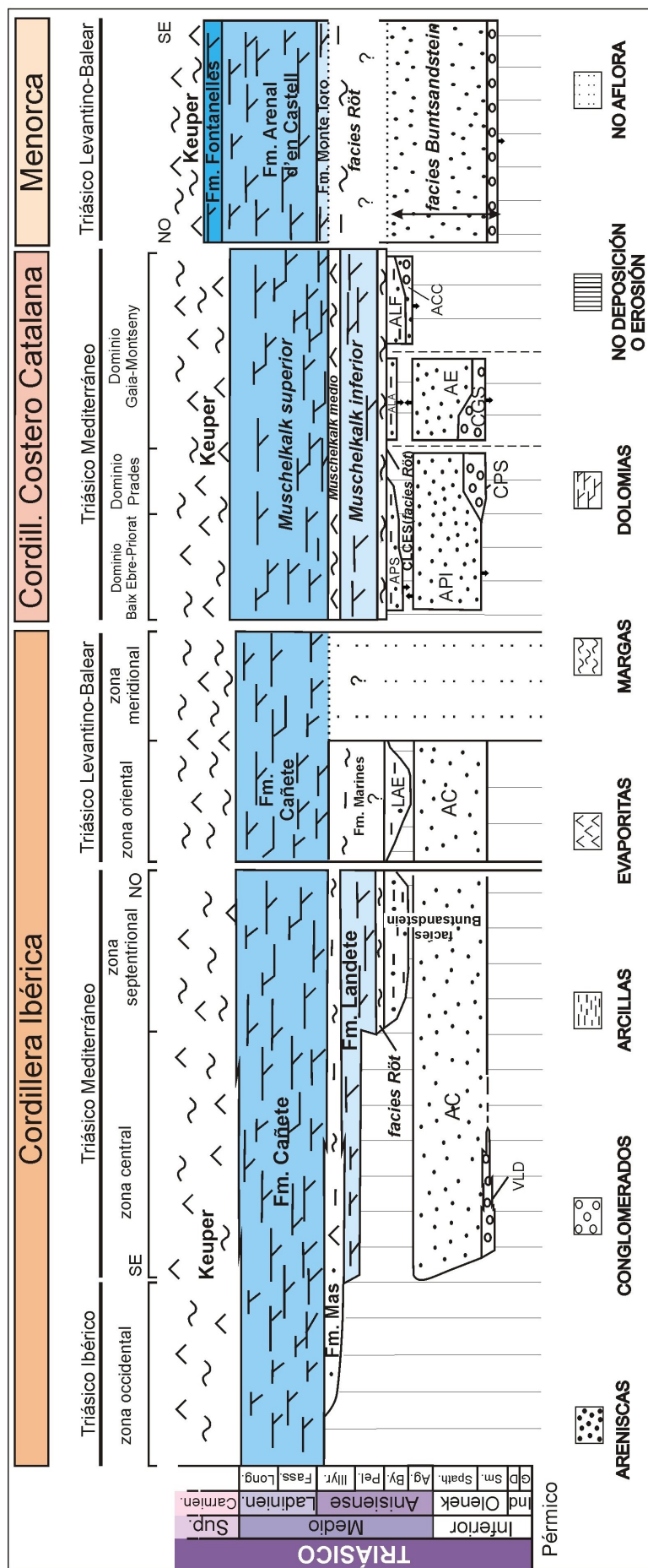


Figura 3.2. Esquema cronoestratigráfico de las principales unidades litoestratigráficas del Triásico Medio en el marco estratigráfico de todo el Triásico de las distintas zonas de estudio: Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana y Menorca. Unidades litoestratigráficas en facies Buntsandstein: **VLD**: Unidad Valdemeca; **AC**: Fm. Areniscas de Cañizar; **LAE**: Fm. Lutitas y Areniscas de Esilda; **CPS**: Ud. Conglomerados de Prades Superiores; **API**: Ud. Areniscas de Prades Inferiores; **APS**: Ud. Areniscas de Prades Superiores; **CSS**: Ud. Conglomerados de Garraf Superiores; **AE**: Ud. Areniscas d'Eramprunyá; **ALA**: Ud. Areniscas y Lutitas d'Aragall; **ACC**: Ud. Areniscas Conglomeráticas de Caldes; **ALF**: Ud. Areniscas y Lutitas del Figaró; **CLCES**: Fm. Complejo lutítico, carbonatado, evaporítico superior. Datos de las facies Buntsandstein de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero Catalana están basados en Gálan -Abellán (2011).

3.1.2. Cordillera Costero Catalana

La segunda zona de estudio está situada en el centro y sur de la Cordillera Costero Catalana, englobando los dos dominios más meridionales: el dominio de Baix Ebre al suroeste, y el dominio de Prades en el centro (Fig. 3.1). Toda la zona presenta un tipo de Triásico Mediterráneo, donde las tres unidades que caracterizan este tipo de Triásico se denominan informalmente como: *Muschelkalk inferior*, *Muschelkalk medio* y *Muschelkalk superior*, ya que no se han definido unidades formalmente (Fig. 3.2). Estas tres unidades están a su vez divididas en una serie de unidades menores, que tienen el mismo rango que los miembros definidos en la Cordillera Ibérica. El trabajo más completo sobre la Cordillera Costero Catalana, donde se definieron por primera vez las tres unidades del Triásico Medio como M1 (*Muschelkalk inferior*), M2 (*Muschelkalk medio*) y M3 (*Muschelkalk superior*) haciendo referencia a la facies *Muschelkalk* del Triásico alemán, definidas por Alberti (1834), es el trabajo de tesis doctoral de Virgili (1958).

En el *Muschelkalk* de esta zona se han realizado dos columnas en el *Muschelkalk inferior* del dominio de Prades (Colldejou y L'Albiol), y una columna en el *Muschelkalk superior* del dominio del Baix-Ebre (Camposines) (Fig. 3.1). El resto de los datos utilizados en este trabajo para los dominios y materiales donde no se han levantado columnas son bibliográficos y proceden de los trabajos de Calvet y Ramon, 1987; Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994; Calvet y Tucker, 1988, 1995; López-Gómez et al., 1998).

3.1.3. Menorca

La tercera zona está situada en la región de la Tramuntana, que comprende la mitad septentrional de la isla de Menorca. En esta zona la facies *Muschelkalk* presenta un Triásico Levantino-Balear, dividido informalmente en tres tramos (inferior, intermedio y superior) en función de sus características sedimentológicas y las discontinuidades (Llombart et al., 1987). Se han realizado un total de 5 columnas a lo largo de toda la zona (Fig. 3.1): Punta de S'Apres, Punta d'es Vernis, Arenal d'en Castell, El Toro y Turdonell de Dalt.

3.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS EN FACIES MUSCHELKALK DEL TRIÁSICO MEDIO EN EL SECTOR SE DE LA CORDILLERA IBÉRICA

3.2.1. Formación Dolomías de Landete

Fue definida formalmente por López-Gómez y Arche (1986, 1992a), para la primera unidad carbonática del Triásico Medio en el sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y no está presente ni en la zona meridional ni oriental de la Cordillera Ibérica (Triásico Levantino-Balear). Hacia el noroeste de la Cordillera Ibérica, fuera de la zona de estudio, esta formación equivale a la Fm. Dolomías de Albarracín en la Rama Castellana (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985), y a la parte superior de la Fm. Lutitas y Areniscas de Cálcenas y al Mb. Illueca en la zona noroccidental de la Rama Aragonesa (Arribas, 1985).

En general, la unidad está formada principalmente por dolomías grises de grano fino y medio, que forman bancos de potencia decimétrica, y por niveles de dolomías arenosas que contienen granos de cuarzo a la base de la unidad. Ocasionalmente, aparecen pequeñas intercalaciones de dolomías arcillosas verde-amarillas a techo de la unidad, algunos niveles aislados con alto contenido en Fe y superficies kársticas a techo de algunas capas. En la zona septentrional de la Cordillera Ibérica la unidad está formada principalmente por dolomicritas de grano fino, bien estratificadas que forman ciclos carbonáticos de escala centimétrica a métrica de origen perimareal, que ocasionalmente terminan con potentes niveles de brechas de colapso. Aunque la unidad se caracteriza por tener un contenido fósil escaso, se han encontrado algunos fósiles con cierto valor biocronoestratigráfico (foraminíferos, asociaciones palinológicas y braquiópodos) que permiten datar la unidad como Anisiense medio-superior (Márquez et al., 1994; Goy, 1995; Escudero-Mozo et al., 2012).

El espesor de la unidad varía notable pero progresivamente, siendo mínimo hacia el noroeste (Sierra de Valdemeca) y el este, donde llega a desaparecer acuñándose, y aumentando hacia el norte, alcanzando su máximo espesor en las inmediaciones de la localidad Montalbán (norte de Teruel), con 49 m de espesor (Fig. 3.1).

La formación se deposita sobre diferentes unidades en facies Buntsandstein, presentando un contacto gradual aunque rápido con la facies Röt en la zona septentrional, y un contacto discordante en la zona central de la Cordillera Ibérica sobre la Fm. Areniscas del Cañizar (Fig. 3.2). En la última zona este contacto marca un importante cambio litológico, siendo frecuente la presencia de un nivel de alteración a techo de las areniscas. En ambas zonas, el límite superior de la Fm. Landete es siempre transicional con la Fm. Mas.

A pesar de la dolomitización que presenta la Fm. Landete, se han diferenciado seis miembros (definidos por López-Gómez y Arche, 1992a), que de base a techo son: A. Mb. Serra; B. Mb. San Martín; C. Mb. Mal Paso; D. Mb. Olocau; E. Mb. Peña Rubia y F. Mb. Beamud. Las principales características de estos miembros están resumidas en la Tabla.3.1.

Unidad (Miembro)	Características principales					
	Aparación y potencia	Base	Techo	Estructuras sedimentarias	Fauna	Interpretación
Beamud	-En toda la zona A. -1,5-18 m	gradual	brusco	huellas de retracción, birdseyes, tepees, moldes de evaporitas.	dientes de peces, huellas de reptiles, conchas de bivalvos.	Ambientes supramareales con influencia continental.
Peña Rubia	-En toda la zona A. -3-22 m	gradual	gradual	domos y laminaciones algares, micro-brechas, costra de Fe.	niveles cm de acumulación de conchas de bivalvos.	Evolución de ambientes intermareales a supramareales con episodios esporádicos de tormentas.
Olocau	-En la zona A2. -20-78 m	gradual	gradual	bioturbación, tapices algares, ripples de oscilación.	bivalvos, gasterópodos.	Evolución de ambientes submareales someros-intermareales a intermareales y esporadicamente supramareales con tormentas esporádicas.
Mal Paso	-En toda la zona A. -1-73 m	brusco	gradual	bioturbación, laminaciones estromatolíticas, ripples de oscilación, laminación paralela o semiparalela.	gasterópodos, foraminíferos, bivalvos.	Evolución de ambientes submareales a intermareales con áreas protegidas (lagoon).
San Martín	-En toda la zona A. -1-22 m	erosivo con la unidad Serra y discordante sobre el Buntsandstein.	brusco	ripples de corriente y oscilación, estrat. cruzada y planar, superficies kársticas.	equinodermos, fragmentos de bivalvos, braquiópodos.	Evolución de ambientes submareales de alta energía (shoal) a intermareales.
Serra	-En la zona A2. -4-13 m	gradual con el Röt y discordante con el resto del Buntsandstein.	erosivo	bioturbación, ripples de oscilación, laminación estromatolítica.	fragmentos de bivalvos en niveles finos.	Ambiente intermareal con tormentas esporádicas.

Tabla 3.1. Principales características de los miembros en los que se subdivide la Fm. Landete. Modificada de López-Gómez et al. (1993).

3.2.2. Formación Areniscas, Margas y Yesos del Mas

Fue definida formalmente por López-Gómez y Arche (1986, 1992a), como la unidad siliciclástica intermedia del Triásico Medio en el sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Esta unidad solo está presente en el dominio Mediterráneo de la Cordillera Ibérica y presenta una litología muy variable dependiendo de la zona en la que nos encontremos. En la zona de estudio está formada principalmente por margas, arcillas, yesos y dolomías, que pasan gradualmente a arcillas y a areniscas rojas hacia el noroeste, llegando a presentar algunos niveles de conglomerado en la zona de Cueva de Hierro (López-Gómez y Arche, 1992a). El contacto inferior es transicional con la Fm. Landete, aunque algunos estudios regionales y sedimentológicos indican la posible presencia de una discordancia angular (López-Gómez y Arche, 1986). El contacto superior es neto y concordante con la Fm. Cañete (Fig. 3.2). En conjunto se trata de una unidad poco estudiada debido a la mala exposición que presenta, habiendo sido frecuentemente confundida con litologías pertenecientes a la facies Keuper. Tradicionalmente se consideraba que el límite Anisiense-Ladiniense se encontraba dentro de esta unidad, sin embargo y como detallaremos más adelante (ver capítulos 4 y 6) los datos de polen encontrados en esta formación, los datos de ammonites y foraminíferos presentes en las unidades infra- y suprayacentes junto con el análisis secuencial permiten inferir una edad Anisiense (Illiriense) para toda esta unidad.

Hacia el noroeste de la Cordillera Ibérica, fuera de la zona de estudio, esta formación equivale a la Fm. Limos y Areniscas abigarradas de Torete en la Rama Castellana (Pérez-Arlucea y Sopena, 1985), y a la Fm. Lutitas y Margas de Trasobares en la zona occidental de la Rama Aragonesa (Arribas, 1985).

3.2.3. Formación Dolomías y Calizas de Cañete

Fue definida formalmente por López-Gómez y Arche (1986, 1992a) para la segunda unidad carbonática del sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y es equivalente al conjunto de los materiales en facies Muschelkalk presentes en el dominio Levantino-Balear de la Cordillera Ibérica (Fig. 3.2).

La unidad está formada principalmente por dolomías grises, y en menor proporción por calizas, margas y arcillas verde-amarillas, que se hacen más abundantes hacia techo. Las dolomías presentan un tamaño de grano medio a fino, apareciendo ocasionalmente niveles oolíticos, óxidos de Fe y pasadas de niveles de origen más tractivo con granos de cuarzo de tamaño medio en la base de las columnas (López-Gómez y Arche, 1986). Las calizas son grises y ocreas, en general presentan un tamaño de grano menor que la dolomía y abundantes niveles fosilíferos a techo de la unidad. Así, podemos dividir la formación en dos partes: una parte basal donde dominan las dolomías y que muestra en muchas secciones un nivel con nódulos de sílex cerca de la base de la unidad y/u otro nivel de sílex más alto estratigráficamente; y una parte superior en la que dominan las calizas y las margas. Hacia el noroeste, en la zona sureste de la provincia de Guadalajara, estas dos partes se correlacionan respectivamente, con la Fm. Dolomías de Tramacastilla y la Fm. Calizas y Margas de Royuela, definidas por

Pérez-Arlucea y Sopeña (1985), y con la unidad definida como “Grupo Calcáreo” en la zona noroccidental de la Rama Aragonesa por Arribas (1985).

El contenido fósil, más abundante que en la Fm. Landete, especialmente en los niveles superiores de la formación, ha permitido encontrar varias asociaciones fósiles con valor biocronoestratigráfico (ammonites, foraminíferos, conodontos y asociaciones palinológicas) que permiten datar la mayor parte de la unidad como Ladinense (López-Gómez et al., 1998 y referencias incluidas). La ausencia de fósiles con valor cronoestratigráfico preciso tanto en la parte inferior de la unidad, no permite datarla con exactitud, dejando abierta la posibilidad de que la parte basal de la formación sea de edad Anisiense. Por su parte aunque se han citado algunas asociaciones de polen que presentan afinidad Carniense basal para los últimos niveles de la misma (Doubinger et al., 1990), la ausencia de datos más precisos no permite datar de una forma exacta el límite Muschelkalk-Keuper en esta zona.

La unidad tiene un espesor que varía desde los 37 m en el noroeste, en la zona de Cueva de Hierro, donde se deposita directamente sobre el basamento Ordovícico-Silúrico (López-Gómez et al., 1993) a unos 120 m en el dominio Levantino-Balear de la Cordillera Ibérica. La base de la formación, presenta un contacto neto y concordante con la Fm. Mas en el dominio Mediterráneo, y un contacto neto con una unidad en facies Röt en la zona oriental de la Cordillera Ibérica. El contacto superior, siempre con la facies Keuper, es transicional en toda el área de estudio (Fig. 3.2). Esta formación esta subdividida en cinco miembros definidos por López-Gómez et al. (1993), cuyas características principales están resumidas en la Tabla.3.2, y que de muro a techo son: G. Mb. *Gorgocil*; H. Mb. *Henarejos*; I. Mb. *Huelamo*; J. Mb. *Valacocha* y K. Mb. *Moya*. La interpretación del Mb. *Henarejos* ha sido modificada durante la realización de esta tesis.

Unidad (Miembro)	Características principales					Interpretación
	Aparición y potencia	Base	Techo	Estructuras sedimentarias	Fauna	
Moya	-En toda la zona A. -5-39 m	gradual	brusco	domos estromatolíticos, huellas de retracción, tepees, birds-eye, brechas de cantos planos.	bivalvos, gasterópodos, conodontos	Evolución de ambientes intermareales a supramareales.
Valacocha	-En la zona A2. -3-4 m	brusco	brusco o gradual	estrat. cruzada de surco y planar, ripples de corriente y oscilación.	fragmentos de conchas, restos de plantas.	Evolución vertical y lateral de canales mareales con migración de mesoformas.
Huelamo	-En toda la zona A. -3-72 m	brusco	brusco	laminación estromatolítica, bioturbación, estratificación cruzada de pequeña escala.	bivalvos, foraminíferos, gasterópodos, corales y algas rojas.	Evolución de ambiente submareal de baja energía a intermareal profundo con tormentas esporádicas.
Henarejos	-En toda la zona A. -7-31 m	gradual o brusco	gradual o brusco	capas nodulares intensamente bioturbadas.	bivalvos, gasterópodos	Ambiente de plataforma abierta proximal.
Gorgocil	-En toda la zona A. -6-28m	erosivo o discordante sobre el Ordovícico y neto sobre la Fm Mas	gradual o brusco	estrat. cruzada en surco y planar, ripples de corriente a diferente escala.	fragmentos de conchas, restos de plantas.	Evolución de ambientes submareales de alta energía (shoals) a intermareales, con tormentas esporádicas.

Tabla 3.2. Principales características de los miembros en los que se subdivide la Fm. Cañete. Modificada de López-Gómez et al. (1993).

3.2.4. Dolomitización

Los sedimentos carbonáticos del Triásico Medio de la Cordillera Ibérica están afectados por procesos de dolomitización intensos. Este tema no es uno de los objetivos de la presente investigación, por lo que aquí nos limitamos a describir brevemente las características de los mismos basándonos en los trabajos de López-Gómez y Mas (1991) y López-Gómez et al. (1993). Estos autores distinguen tres tipos distintos de dolomías:

-Dolomía tipo I (mesocristalina y sacaroidea): está formada por agregados xenotópicos de cristales anhedrales-subhedrales de tamaño fino a medio que tiene un aspecto sucio. Ocasionalmente presenta rombos de dolomía. Generalmente la microfábrica original no es reconocible, aunque ocasionalmente se diferencien algunos de los componentes (bioclastos u oolitos). En campo, sin embargo, habitualmente se pueden reconocer las estructuras sedimentarias. Esta dolomía aparece asociada a la parte inferior de la Fm. Landete y de la Fm. Cañete. Su génesis se ha asociado a procesos de mezcla de aguas o, alternativamente, a un proceso de reflujo desde las shabkhas suprayacentes. De estos dos modelos propuestos, es éste segundo el que mejor se ajusta a los aspectos arquitecturales (distribución estratigráfica de este tipo de dolomía), y sedimentológico-ambientales (desarrollo de shabkhas, clima con balance hídrico muy negativo) deducidos en esta investigación.

-Dolomía tipo II (microcristalina): presenta una fábrica homogénea formada por cristales de entre 12-16 micras, que conserva las estructuras deposicionales originales. Este tipo de dolomía aparece en la parte media y superior de la Fm. Landete y de la Fm. Cañete. Se interpreta el origen de esta dolomía como asociado a un proceso de dolomitización temprano, previo al enterramiento, dentro de un modelo de tipo sabkha.

-Dolomía tipo III (megacristalina): está formada por cristales euhedrales limpios de tamaño grueso (200-500 micras). Se encuentra en cualquier parte de las dos unidades y siempre representa un proceso posterior a los otros dos tipos de dolomías. Aparece asociada a los otros dos tipos de dolomías de diferente formas: rellenando cavidades relacionadas con pseudormorfos de evaporitas dentro de la dolomía tipo II, rellenando porosidad secundaria tipo *vug* en la dolomía tipo I, como cemento asociado a brechas de colapso, y como cementos relacionados con la porosidad de fractura dentro de las dolomías tipo I y II. Se interpreta como una dolomía tardía formada durante el enterramiento profundo.

3.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS EN FACIES MUSCHELKALK DEL TRIÁSICO MEDIO EN LA CORDILLERA COSTERO CATALANA

Como sucede en las zonas central y septentrional de la Cordillera Ibérica, las unidades en facies Muschelkalk de la Cordillera Costero Catalana presentan un tipo de Triásico Mediterráneo, caracterizado por la presencia de dos unidades carbonáticas, llamadas informalmente *Muschelkalk inferior* y *Muschelkalk superior*, separadas por una unidad básicamente siliciclástica-evaporítica (*Muschelkalk medio*) (Figs. 3.2 y 3.3). Clásicamente, estas tres unidades fueron denominadas, respectivamente, M1, M2 y M3 por Virgili (1958).

Como ya se ha dicho previamente en el capítulo 1, los afloramientos del Triásico de esta zona están divididos en tres dominios (Montseny-Llobregat-Garraf-Gaia, Prades y Priorat-Baix Ebre) basándose en la estructura tectónica, la sedimentología, la potencia, la dolomitización y el contenido paleontológico de las unidades (Calvet et al., 1987).

3.3.1. *Muschelkalk inferior*

El *Muschelkalk inferior* de la Cordillera Costero Catalana está formado por calizas y dolomías que presentan una potencia variable entre 70 m al noreste a 120 m hacia el suroeste (dominio del Baix-Ebre). El límite inferior es transicional con la parte superior de la facies Buntsandstein, o complejo lutítico, carbonatado, evaporítico superior (facies Röt), mientras que el límite superior es un contacto neto con las facies detríticas-evaporíticas del *Muschelkalk medio* (Calvet y Ramon, 1987). La unidad está dividida en cuatro subunidades, que son comunes a los tres dominios paleogeográficos. Esta subdivisión se realizó en base a criterios litológicos, paleontológicos, sedimentológicos y en la presencia de discontinuidades (Calvet y Ramon, 1987). Aunque en esta zona hay un frente de dolomitización desigual que afecta a la unidad, en general se conservan mejor las texturas originales que en la Cordillera Ibérica. Estas subunidades informales en las que se subdivide el *Muschelkalk inferior* son, de muro a techo: *Unidad calizas y dolomías del Brull*, *Unidad calizas bioclásticas de Olesa*, *Unidad calizas bioturbadas de Vilella Baixa* y *Unidad dolomías blancas de Colldejou* (Calvet y Ramon, 1987; Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994) (Fig. 3.3). La unidad esta datada con ammonites, foraminíferos, asociaciones de polen y braquiópodos como Anisiense medio-superior (Calvet y Marzo, 1994; Goy, 1995; López-Gómez et al., 1998; Márquez-Aliaga et al., 2000).

-Calizas y/o dolomías del Brull: está constituida básicamente por dolomías y calizas finamente laminadas, y presenta una potencia que varía entre 6 y 14 m. El límite superior viene marcado por un contacto neto con las calizas bioclásticas de Olesa. La unidad está interpretada como depositada en ambientes submareales someros a supramareales (Calvet y Ramon, 1987; Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Calizas bioclásticas de Olesa: constituida principalmente por calizas bioclásticas de color gris-ocre, que localmente se presentan totalmente dolomitizadas, pero únicamente por dolomitización temprana. La potencia varía de 4 a 12 m. El límite superior está marcado por un cambio litológico con la unidad suprayacente. Se interpretan como depósitos de *lagoon* con episodios de tormenta intercalados. A techo de esta unidad, en el dominio de Montseny-Llobregat, hay un tramo de 1 a 4 m, formado por niveles condensados que presenta ammonites de tipo *Paraceratites* (Calvet y Ramon, 1987; Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994; Goy, 1995).

-Calizas bioturbadas de Vilella Baixa: constituida por una amplia variedad litológica (calizas tableadas de color gris-negro, calizas grises bioturbadas, calizas bioclásticas y calcarenitas) parcialmente dolomitizadas. La potencia varía de 20 a 90 m, incrementándose

hacia el suroeste. El límite superior es una superficie de discontinuidad neta de carácter regional con las dolomías blancas de Colldejou. Se interpreta como depósitos marinos que van desde ambientes de plataforma media por debajo del nivel de base del oleaje hasta ambientes submareales de alta energía (*shoals*) dentro del cinturón arenoso de la plataforma (Calvet y Ramon, 1987; Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Dolomías blancas de Colldejou: formada principalmente por dolomicritas claras, blancas y beige, finamente estratificadas en capas de 10 a 50 cm. La potencia de la unidad varía de 20 a 40 m incrementándose hacia el suroeste. El límite superior con el *Muschelkalk medio* está marcado por una discontinuidad, representada por un caliche con tepees que localmente presenta un paleokarst. Estos materiales están interpretados como sedimentos depositados en ambientes inter-supramareales de tipo sabkha (Calvet y Ramon, 1987; Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

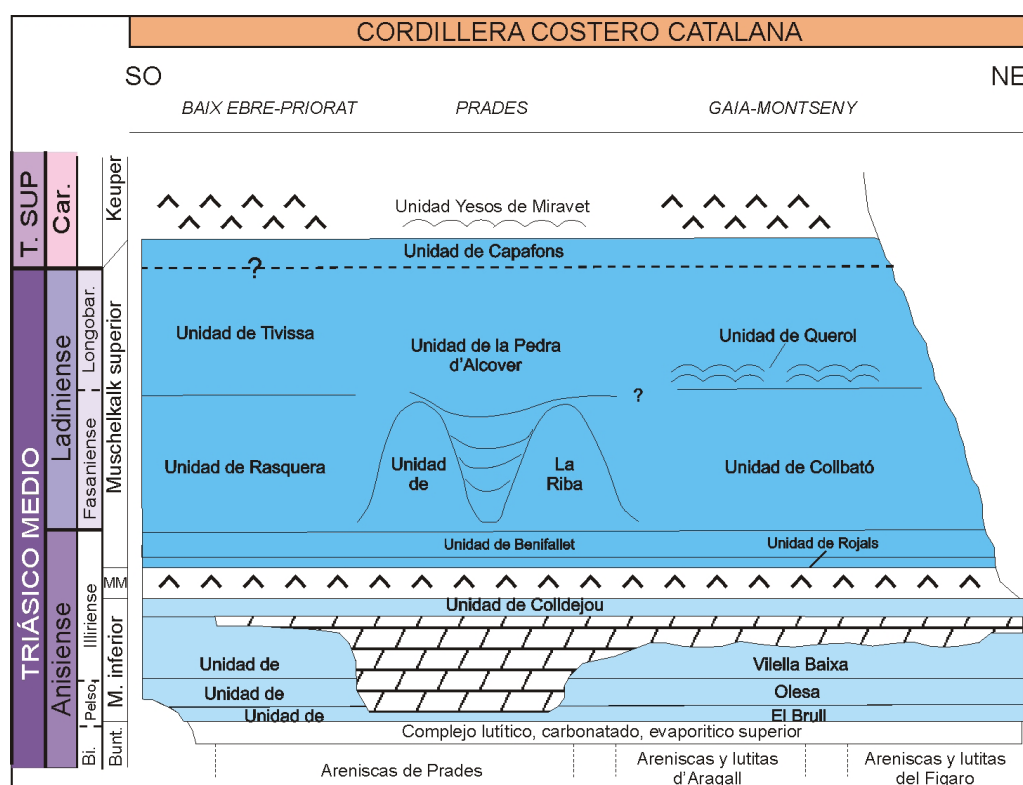


Figura 3.3. Unidades litoestratigráficas del Triásico Medio de la Cordillera Costero Catalana. Modificada de Calvet y Marzo (1994).

3.3.2. *Muschelkalk medio*

El *Muschelkalk medio* está formado principalmente por areniscas, evaporitas y calizas con pequeñas proporciones de dolomías, presentando una potencia que varía desde 50 a 115 m. En esta área de la península es donde esta formación está mejor representada y tiene las series más completas, debido al menor contenido de evaporitas que presenta (López-Gómez et al., 1998). Fue subdividida por Castelltort (1986) en cuatro subunidades que de base a techo y de este a oeste son: 1. Lutitas y Yesos de Fontpineda, constituida por 10-25 m de sedimentos depositados en una llanura lutítica-evaporítica de carácter supralitoral; 2. Areniscas y Lutitas

del Bosc de Guanta, desarrolladas en el sector septentrional pasando lateralmente en el sector central a la Unidad de L'Arbolí. Está interpretada como depósitos originados por corrientes aluviales efímeras dentro de un abanico terminal; 3. Lutitas y Yesos de L'Arbolí, desarrollada en el sector meridional donde alcanza una potencia de 100 m. Se interpreta como depósitos de playa-lake o sabkha evaporítica; y 4. Lutitas de la Riera de Sant Jaume, de 5 a 10 m de potencia, representa el tránsito al *Muschelkalk superior*, y está constituida por lutitas de color gris-verde, con niveles milimétrico-centimétricos de carbonato. Se interpreta como depósitos de llanura lutítica supralitoral. Esta unidad es equivalente a la Fm. Mas de la Cordillera Ibérica (López-Gómez et al., 1998) (Fig. 3.2).

3.3.3. *Muschelkalk superior*

El *Muschelkalk superior* está presente en los tres dominios paleogeográficos en los que se divide la Cordillera Costero Catalana, presentando una potencia que varía de 100 m al noreste a 140 m al suroeste. El contacto inferior es neto con los sedimentos detríticos y evaporíticos del *Muschelkalk medio*, mientras que el contacto superior es transicional con la facies *Keuper* (Fig. 3.3). A diferencia del *Muschelkalk inferior* presenta importantes variaciones de facies y cambios de espesor, debido a las diferentes tasas de subsidencia entre los tres dominios. Basándose en ammonites, asociaciones de polen, foraminíferos y braquiópodos hallados en estos materiales, tradicionalmente se le ha atribuido una edad Ladinense a todo el *Muschelkalk superior* (Calvet y Marzo, 1994; Goy, 1995; López-Gómez et al., 1998). Pero nuevos datos obtenidos en esta tesis, indican una edad Ladinense para las unidades superiores del *Muschelkalk superior* (Rasquera y Tivissa), y permiten inferir una edad Anisiense superior para las dos unidades inferiores (Rojals y Benifallet) (ver capítulos 4 y 6). Por su parte, aunque tradicionalmente se ha considerado que el límite Ladinense-Carniense estaba situado en el límite *Muschelkalk-Keuper*, la similitud de las facies de esta zona y Menorca junto con la presencia en la Unidad Capafons de una asociación de bivalvos que en Menorca ha sido datada como Carniense, abre la posibilidad de que los últimos niveles del *Muschelkalk superior* sean de edad Carniense.

Se han definido diferentes unidades informales con rango de miembro para cada dominio (Calvet et al., 1987) (Fig. 3.3), siendo solamente las dos unidades inferiores y la última comunes en los tres dominios. Hay cinco unidades definidas en el dominio de Gaia-Montseny: 1. *Unidad calizas y dolomías oolíticas de Rojals*; 2. *Unidad calizas y dolomías bioturbadas de Benifallet*; 3. *Unidad calizas bioclásticas de Collbató*; 4. *Unidad estromatolitos y dolomías de Querol*; 5. *Unidad dolomías, margas y brechas de Capafons*. Cinco unidades en el dominio de Prades: 1. *Unidad calizas y dolomías oolíticas de Rojals*; 2. *Unidad calizas y dolomías bioturbadas de Benifallet*; 3. *Unidad arrecifes de la Riba*; 4. *Unidad dolomías tableadas de Alcover*; y 5. *Unidad dolomías, margas y brechas de Capafons*. Y cinco unidades en el dominio del Baix Ebre-Priorat: 1. *Unidad calizas y dolomías oolíticas de Rojals*; 2. *Unidad calizas y dolomías bioturbadas de Benifallet*; 3. *Unidad calizas, dolomías y margas con Daonella de Rasquera*; 4. *Unidad calizas, dolomías y margas de Tivissa* y 5. *Unidad dolomías, margas y brechas de Capafons* (Calvet et al., 1990).

-Calizas y dolomías oolíticas de Rojals: presenta una potencia de 6 a 17 m y en general está totalmente dolomitizada. El límite superior es un contacto neto, marcado por un nivel de lutitas ocreas de 0,1 a 1 m de espesor. Se interpretan como sedimentos depositados en ambientes sub-inter- y supramareales (Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Calizas y dolomías bioturbadas de Benifallet: esta unidad tiene un espesor de 20 a 50 m, y está constituida por carbonatos grises bioturbados, que hacia techo están intercalados con una gran variedad de facies. El contacto superior es neto con las diferentes unidades con las que está en contacto en cada dominio (Fig. 3.3), presentando en algunas ocasiones superficies ferruginizadas y silicificadas. Estos depósitos se interpretan como facies depositadas en ambientes submareales de baja energía (*lagoon*) que pasan hacia techo a ambientes submareales de alta energía (*shoals*). La unidad suele mostrarse parcial o totalmente dolomitizada (Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Calizas bioclásticas de Collbató: esta unidad aparece sólo en el dominio de Gaia-Montseny, esta parcial o totalmente dolomitizada y presenta un espesor entre 25 y 35 m. La parte basal está formada por calizas bioclásticas con estructuras *gutter-cast*, que hacia techo pasan a carbonatos de grano más grueso y calcarenitas. Se interpretan como facies de rampa profunda proximal con abundantes depósitos de tormenta, que evolucionan a ambientes submareales de alta energía (*shoals*) (Calvet y Ramon, 1987; Calvet y Marzo, 1994).

-Estromatolitos y dolomías de Querol: esta unidad tiene un espesor entre 12 y 20 m, y solo está presente en el dominio de Gaia-Montseny. Está formada por dolomías ocreas con abundantes pseudomorfos de evaporitas y presenta morfologías cóncavas en la parte superior. Se interpretan como depósitos de llanura de marea (Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Arrecifes de la Riba: esta unidad, que sólo aparece en el dominio de Prades, está formada por arrecifes completamente dolomitizados (Calvet y Tucker, 1988). Estos arrecifes alcanzan entre 5 y 60 m de potencia y cientos de m de longitud, presentando una morfología convexa y alargada de 1-2 km con una orientación NE-SO (Calvet y Ramon, 1987; Calvet y Marzo, 1994; Calvet y Tucker, 1995).

-Dolomías tableadas de la Pedra d'Alcover: esta unidad consiste en dolomías de grano fino tableadas alternando con dolomías margosas, que presentan abundante contenido en fauna. Hacia techo la unidad pasa a una gran variedad de facies estratificadas. Está localizada principalmente al este del dominio de Prades, rellenando las depresiones inter-arrecifales, mediante *onlap* y finalmente cubriendo los arrecifes. Es concordante con la unidad Benifallet en los dominios interarrecifales. El límite superior de la unidad está representado por un nivel de ferruginización. Los materiales de esta unidad representan una evolución desde ambientes profundos anóxicos a ambientes someros por colmatación de la cuenca (Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Calizas, dolomías y margas con *Daonella* de Rasquera: esta unidad sólo aparece en el dominio del Baix Ebre, donde presenta importantes cambios de potencia, desde unos pocos m hasta alcanzar los 40 m hacia el este. El límite superior está marcado por una superficie de *hardground*. La unidad está formada por ciclos granocrecientes y estratocrecientes que aumentan el contenido en carbonato y bioturbación a techo, y presentan zonación del contenido fósil. Están interpretados como ciclos somerizantes que evolucionan de depósitos de rampa externa a media y finalmente a rampa proximal en la parte superior (Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Calizas, dolomías y margas de Tivissa: esta unidad se localiza sólo en el dominio del Baix-Ebre, presentando una potencia que varía de 25 a 50 m. Está formada por lutitas ocre-grises, que pasan hacia techo a lutitas y margas que alternan con niveles carbonáticos con ocasionales niveles de tempestitas, y finalmente a dolomías y calizas bioclásticas. Estos sedimentos se interpretan como el paso de ambientes de rampa externa a ambientes de rampa interna (Calvet et al., 1990; Calvet y Marzo, 1994).

-Dolomías, lutitas y brechas de Capafons: esta unidad está presente en todos los dominios, con una potencia entre 25 y 45 m, presentando una gran variedad de facies. El límite superior presenta un paso gradual con las facies del Keuper. Los sedimentos de esta unidad se interpretan como depósitos submareales de alta energía y baja energía, y supramareales hipersalinos (Santisteban y Taberner, 1987; Calvet et al., 1990).

3.3.4. Dolomitización

Al igual que en la Cordillera Ibérica, los procesos de dolomitización que afectan a los sedimentos carbonáticos en facies *Muschelkalk* de la Cordillera Costero Catalana no se han estudiado en detalle en este trabajo, limitándonos a continuación a describir estos procesos basándonos en trabajos previos realizados sobre este tema en esta cordillera.

En el *Muschelkalk inferior* de la Cordillera Costero Catalana se pueden distinguir dos tipos de dolomías, que se llaman informalmente “dolomías grises” y “dolomías blancas” (Calvet y Ramon, 1987).

Las “dolomías grises” presentan una geometría lenticular a escala regional de unos 250 km de longitud y entre 5 y 8 m de potencia. El límite inferior de estas dolomías es irregular, afectando de forma desigual a las tres unidades inferiores del *Muschelkalk inferior* (unidades El Brull, Olesa y Vilella Baixa), dependiendo del dominio donde estemos. Así, en algunas zonas (dominio de Prades) las tres unidades están completamente dolomitizadas, mientras que en la zona del Baix-Ebre solo esta dolomitizada la parte superior de la unidad Vilella Baixa. Son dolomías de aspecto masivo, en las que la fauna y las estructuras sedimentarias son difíciles de observar. Petrográficamente estas dolomías son doloesparritas con cristales euhedrales o subeuhedrales de entre 30 a 200 micras. Se interpretan como dolomías producidas mediante un proceso de dolomitización tipo “*brine reflux*” (Calvet et al., 2001).

Las “dolomías blancas” presentan una geometría tabular en toda la Cordillera y engloban completamente a la unidad Colldejou en los tres dominios. Estas dolomías se caracterizan por presentar: un color blanco, estratificación (bancos de 10 cm a 1 m de potencia), estructuras sedimentarias y fauna reconocibles y presencia de abundantes moldes de evaporitas. Petrográficamente son dolomicritas formadas por cristales euhedrales-subeuhedrales de 7 a 21 micras, y se interpretan como dolomías originadas en un modelo tipo sabkha (Calvet y Ramon, 1987; Calvet et al., 2001).

En el *Muschelkalk superior* de la Cordillera Costero Catalana, los procesos de dolomitización son menos importantes, y en muchas secciones las unidades conservan su litología original (caliza).

3.4. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS EN FACIES MUSCHELKALK DEL TRIÁSICO MEDIO DE MENORCA

En Menorca el registro sedimentario de origen marino (facies Muschelkalk) presenta un Triásico Levantino-Balear, es decir, con un único cuerpo carbonático. En esta zona la facies Muschelkalk tiene una gran uniformidad regional, reconociéndose tres unidades litoestratigráficas con características fácilmente reconocibles. Estas unidades fueron denominadas con carácter informal como *unidad carbonática inferior*, *unidad carbonática intermedia* y *unidad carbonática superior* por Llompart et al. (1987) y Rodríguez-Perea et al. (1987). Recientemente, dentro de los trabajos de la presente tesis, estas unidades se han definido formalmente (Escudero-Mozo et al., 2014) bajo las siguientes denominaciones: Formación Monte Toro, Formación Arenal d'en Castell y Formación Fontanelles, respectivamente (Fig. 3.2).

3.4.1. Formación Monte Toro

Está formada principalmente por bancos de tamaño decimétrico a métrico de dolomías gris oscuro y, en menor medida por dolomías margosas. A pesar de la intensa dolomitización se pueden distinguir varias facies: niveles calcareníticos (*grainstone* oolíticos y/o bioclásticos) de potencia decimétrica a métrica que presentan estratificación cruzada planar, estratificación cruzada en surco y ripples; dolomías margosas (*wackestone-packstone*) de aspecto lajoso o seminodular muy bioturbadas, y que presentan un aspecto masivo debido a la dolomitización; niveles centimétricos de dolomicritas con laminación horizontal y ripples y; bancos centimétricos de micritas con laminación horizontal de origen microbiano, que ocasionalmente forman ligeras formas dómicas. Estas facies se han interpretado como depósitos de ambientes marinos someros dentro de la plataforma interna: ambientes submareales de alta energía y ambientes submareales de baja energía protegidos e incluso restringidos.

Cuando aflora la unidad entera nunca supera los 34 m de espesor. Presenta un contacto basal neto y ligeramente erosivo con unos niveles lutíticos rojos en facies Röt. El techo de la unidad está marcado por una superficie intensamente bioturbada y que presenta abundante silicificación.

Hasta ahora no se han encontrado fósiles con valor cronoestratigráfico para datar la unidad, pero basándonos en las dataciones de la base de la unidad suprayacente se puede inferir una edad Anisiense superior (Escudero-Mozo et al., 2014). Esta unidad equivale a la parte inferior de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica y a la parte inferior del *Muschelkalk superior* en la Cordillera Costero Catalana (Fig. 3.2).

3.4.2. Formación Arenal d'en Castell

Está formada principalmente por una alternancia centimétrica de: calizas gris oscuro finamente tableadas y seminodulares, margas y calizas margosas gris-amarillentas de aspecto nodular. Ocasionalmente aparecen niveles de calizas grises bioturbadas más potentes (decimétricas-métricas) que dan resalte. En la parte inferior de la unidad, suele aparecer un nivel centimétrico de lutitas negras rico en materia orgánica. Algunos de los niveles de calizas presentan laminación paralela, ripples, estratificación tipo *hummocky* y abundantes niveles de tempestitas. La unidad presenta una intensa bioturbación y abundantes restos de fósiles entre los que destacan los ammonites, aunque también presenta restos de bivalvos, equinodermos, gasterópodo y foraminíferos. Se interpreta como depósitos de ambientes de plataforma externa situados por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta (NBOt) con ocasionales momentos anóxicos o euxínicos, y ambientes de plataforma media (entre el nivel de base del oleaje de tormenta y el nivel de base del oleaje normal (NBOn)). Por su parte en la base de la unidad aparecen varios bancos de tamaño centimétrico a decimétrico de calizas bioclásticas gris oscuro muy bioturbados, que presentan abundantes ammonites, silicificación y superficies de *hardground* a techo, que se han interpretado como niveles de condensación y removilización depositados durante un evento de *drowning* (Escudero-Mozo et al., 2014)

Presenta un espesor medio entre 45 y 62 m. La base de la unidad es un contacto neto con la Fm. Monte Toro y está marcada por la aparición de un nivel, en general muy bioturbado, de 0,2-0,3 m que contiene el ammonite *Eoprotrachyceras curionii* (Fassaniense basal) y abundantes nódulos de silex. El techo de la unidad es una discordancia regional marcada por una superficie erosiva con características kársticas.

Esta unidad es equivalente a la parte media y superior de la Fm. Cañete y a la parte inferior de la facies Keuper, en la Cordillera Ibérica, y a la parte media y superior del *Muschelkalk superior* y la parte inferior de la facies Keuper, en la Cordillera Costero Catalana (Fig. 3.2). De este tramo proceden todos los ammonites encontrados en Menorca, que datan la unidad como Ladiniense basal-Carniense inferior (Llompart et al., 1987; Goy, 1995; Escudero-Mozo et al., 2014; y referencias incluidas).

3.4.3. Formación Fontanelles

La unidad comienza con un banco de 3 a 3,5 m de espesor estrato- y grano decreciente de calcarenitas (*grainstone*) dolomitizadas de color rojizo. Presenta estratificación cruzada y planar, bioturbación que aumenta hacia techo y una costra ferruginosa a techo del banco.

Esta facies pasan hacia techo a dolomías y calizas grises, que presentan una alternancia de: niveles con laminaciones planares de estromatolitos, niveles más tractivos con ripples y, dolomicritas y micritas nodulares bioturbadas. Hacia techo aparecen estructuras tipo *tepee* y niveles centimétricos de brechas de colapso. Se interpretan como facies depositadas en ambientes submareales de alta energía (*shoals*) dentro de la plataforma interna y ambientes de llanura de marea (submareales someros, intermareales y supramareales). En la Península Ibérica esta unidad estaría representada dentro de las facies evaporíticas del Keuper (Fig. 3.2).

Presenta una potencia media de 10 a 16 m. El contacto inferior está marcado por una superficie erosiva-kárstica que representa una discordancia regional. El contacto superior, en las secciones en las que aflora, es transicional con la facies Keuper, intercalándose los niveles dolomíticos con niveles más margosos y margas, que se hacen más abundantes a techo.

Al igual que en la Fm. Monte Toro, en esta unidad no se han encontrado fósiles con valor cronoestratigráfico, pero se puede asegurar una edad Carniense no basal si consideramos la edad del techo de la unidad infrayacente.

3.5. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS NO CARBONÁTICAS ASOCIADAS A LA FACIES MUSCHELKALK

3.5.1. Facies Röt

En algunas zonas del E de Iberia y de las Islas Baleares, a techo del Buntsandstein se ha diferenciado un tramo principalmente lutítico que, debido a la posición estratigráfica y la similitud litológica que presenta con la Fm. Röt de la Cuenca Alemana, se denomina informalmente como facies Röt.

Este tramo litológico fue definido formalmente con el rango de formación por López-Gómez y Arche (1988, 1992a) en el SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (dominio Levantino-Balear del Muschelkalk) como Fm. Arcillas, Limos y Margas de Marines. Esta formación está constituida por lutitas rojas y niveles de areniscas de grano fino con ripples y estratificación cruzada en la base, que pasan progresivamente hacia techo a margas grises, verdes y amarillas, bancos centimétricos de dolomías amarillas y de evaporitas. Los niveles de carbonatos contienen porosidad móldica de evaporitas, laminaciones microbianas, huellas de retracción, estructuras tipo *tepee* y constituyen niveles de brechas de colapso en los niveles más alto de la unidad. Se interpreta como un sistema deposicional de llanuras costeras, que representan un tránsito entre los sedimentos continentales del Buntsandstein y los primeros carbonatos marinos del Muschelkalk. Esta unidad está datada mediante polen como Anisiense (Doubinger et al., 1990).

Unidades similares en facies Röt han sido descritas en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica (zona suroccidental de la Rama Aragonesa) y en la Cordillera Costero

Catalana (Complejo lutítico, carbonatado, evaporítico superior (Marzo, 1980)). En ambas zonas, se ha encontrado a techo de estas unidades una asociación de polen y esporas que permite datar la unidad como Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense) (Diéz et al., 2010; Galán-Abellán, 2011; Diez et al., 2012). En Menorca facies similares han sido descritas a techo del Buntsandstein por Rodríguez-Perea et al. (1987) (parte superior de la Unidad Detrítica Inferior) y por Linol et al. (2009) (parte superior de la unidad B2).

Inicialmente se consideraba que estas unidades en facies Röt eran equivalentes y por tanto formaban la misma unidad litoestratigráfica en distintas zonas, pero los estudios realizados durante este trabajo, en especial la nueva definición del dominio Levantino-Balear, sugieren la existencia de diferentes unidades (de diferentes edades) en facies Röt (ver capítulo 6). Estas observaciones sugieren la necesidad de realizar en el futuro análisis detallados que conduzcan a una revisión de la estratigrafía de las facies Röt.

3.5.2. Facies Keuper

En todas las zonas de estudio, las facies Muschelkalk presentan un tránsito gradual con las facies costeras evaporíticas del Keuper.

Estas facies están muy bien representadas en el Levante Español, donde se distinguen dos ciclos evaporíticos (Keuper inferior y Keuper superior) separados por un ciclo detrítico (Keuper Medio), dentro de los cuales se han definido cinco formaciones (Ortí, 1974). En nuestra zona de estudio, estas unidades están muy bien representadas en la zona oriental y meridional de la Cordillera Ibérica, mientras que en la zona central (dominio Mediterráneo) las facies Keuper están mucho peor representadas y generalmente no se distinguen bien las unidades, describiéndose simplemente una unidad en facies Keuper indeterminada.

El ciclo evaporítico inferior está formado por la Fm. Arcillas y Yesos de Jarafuel (K1). Esta unidad está formada por lutitas rojas, amarillas, verdes y negras entre las que se intercalan niveles de areniscas, carbonatos y yesos. La potencia de la unidad varía entre 60 y 80 m, aunque localmente aumenta hasta los 120 m, cuando en la base de la unidad presenta potentes bancos de yesos. Se interpreta como un sistema costero supramareal, *mud-flat* que presenta zonas de sabkha y salinas costeras (Ortí, 1974; Salvany y Ortí 1987).

El ciclo detrítico intermedio está formado por la Fm. Areniscas de Manuel (K2) y la Fm. Arcillas de Cofrentes, el contacto entre este ciclo y el K1 es discordante. La Fm. Manuel, tiene una potencia media de 160 m y está formada principalmente por bancos de areniscas que alternan de forma irregular con lutitas, aunque también aparecen intercalaciones de dolomías y margas, que son cada vez más frecuentes hacia techo de la unidad. Se interpreta como un evento fluvial que cada vez presenta más influencia marina, dentro de los sedimentos evaporítico costeros del Keuper. La Fm. Cofrentes está formada por lutitas de color rojo oscuro que presentan algunas intercalaciones de areniscas rojas y verdes de grano fino. La potencia de esta unidad es de unos 60 m y se interpreta como un sistema de llanuras costeras fangosas (Ortí, 1974; Salvany y Ortí 1987).

El ciclo detrítico superior está formado por la Fm. Arcillas Yesíferas de Quesa (K4) y por la Fm. Yesos de Ayora (K5). La Fm. Quesa se trata de una unidad mal representada, de unos 25 m, constituida por una alternancia irregular de lutitas rojas y verdes, finos niveles de areniscas rojas de grano fino, dolomías, margas y pequeñas capas de yesos y presenta un contacto gradual con la Fm. Ayora. Esta última unidad presenta espesores muy variables y está constituida principalmente por yesos. Se interpretan como sedimentos depositados en sistema de llanuras costeras supralitorales (K4) que evolucionan a un ambiente lagunar evaporítico (Sabkha) (K5), (Ortí, 1974; Salvany y Ortí 1987).

La facies Keuper de la Cordillera Costero Catalana aunque presentan una buena correlación con las facies definidas por Ortí en el Levante Español, solo están representadas por dos ciclos evaporíticos (Keuper inferior y Keuper superior), no reconociéndose o no estando representado el ciclo detrítico que representa el K2 (Salvany y Ortí 1987).

En esta zona el Keuper inferior está formado por la Fm. Yesos de Miravet. Esta unidad de hasta 100 m de espesor, está formada por yesos laminados y arcillas grises. Se interpreta como depositada en una llanura supralitoral con sabkhas, y es equivalente a la Fm. Jarafuel (K1) del Levante Español (Salvany y Ortí 1987).

El Keuper superior está formado por la Fm. Arcillas y Yesos del Molar y por la Fm. Arcillas y Carbonatos de Gallicant. La Fm. Molar, es de color predominantemente rojo y presenta un contacto neto con la Fm. Miravet. Tiene una potencia de entre 40-50 m y presenta una composición variable, estando formada en algunas zonas principalmente por yesos rojos con niveles de arcillas intercaladas, mientras que en otras zonas es predominantemente arcillosa. En las zonas donde domina la arcilla suelen aparecer pequeños niveles de carbonatos intercalados. En la base de esta formación, en el dominio del Baix-Ebre se han descrito depósitos volcanoclásticos. Se interpreta como depositada en ambientes de tipo sabkha y es equivalente al K3 y al K4 definidos por Ortí (1974) en el Levante Español. La Fm. Gallicant, tiene una potencia que varía entre 50 y 100 m, y está formada por arcillas verdes, carbonatos y ocasionales niveles de yesos. Se interpreta como un sistema de llanuras costeras fangosas (*mud-flat*) con charcos carbonáticos efímeros y ocasionales zonas de sabkha. Es equivalente al K5 del Levante Español (Salvany y Ortí 1987).

En Menorca, las facies Keuper aparecen siempre fragmentadas y deformadas (Rodríguez-Perea et al., 1987). Debido a esto y quizás también a la ausencia de un trabajo detallado de las mismas, no se puede realizar una correlación con las unidades definidas dentro de las facies Keuper en la Península.

3.6. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

A continuación se presentan las figuras y la localización geográfica de las 37 columnas estratigráficas levantadas o revisadas para este trabajo (Fig. 3.1). Muchas de las columnas de la Cordillera Ibérica habían sido descritas previamente (López-Gómez., 1985; López-Gómez et al., 1993, 1998), y han sido revisadas.

La leyenda utilizada en las columnas estratigráficas es única para todas las zonas de estudio y está recopilada en la figura 3.4.

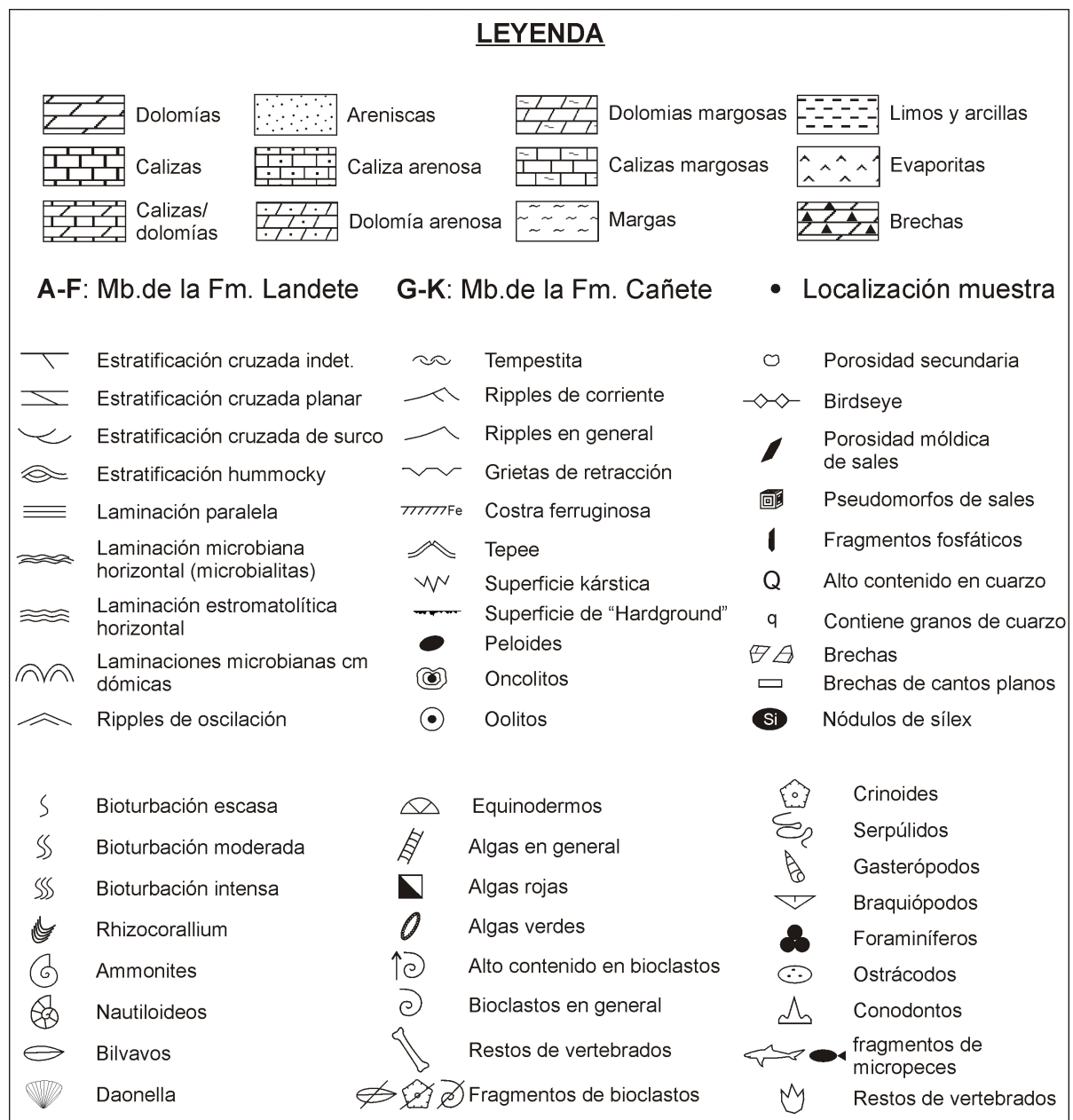


Figura 3.4. Leyenda utilizada en la representación de las columnas estratigráficas.

3.6.1. Columnas de la Cordillera Ibérica

3.6.1.1. Fm. Landete - Triásico Mediterráneo

• Columna de Camarena

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Valdemoro de la Sierra. Corresponde a la Hoja (611) de Cañete, en la provincia de Cuenca (Fig. 3.5). Saliendo de Valdemoro de la Sierra, se toma la pista que va hacia el noroeste y une este pueblo con la localidad de Beamud. Se continúa por este camino unos 2,4 km hasta llegar a un corral donde afloran estos materiales. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40º 7' 12,13" N - 1º 46' 55,95 O.

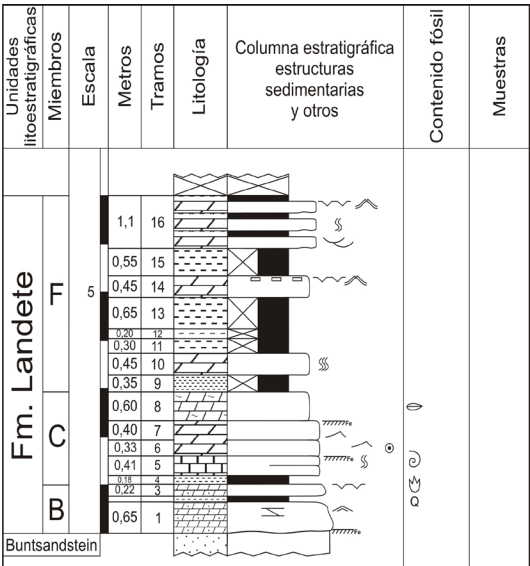


Figura 3.5. Columna estratigráfica de Camarena.

• Columna de Barranco de la Hoya

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Cañete, en la provincia de Cuenca (Fig. 3.6). Corresponde a la Hoja (611) de Cañete. Saliendo de Cañete por la carretera N-420 dirección Boniches, se toma un camino de tierra que sale a la derecha, a unos 300 m del Km 497. Se continúa por este camino unos 300 m, encontrando el afloramiento a la izquierda de este camino. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40º 0' 34,57" N - 1º 39' 46,39 O.

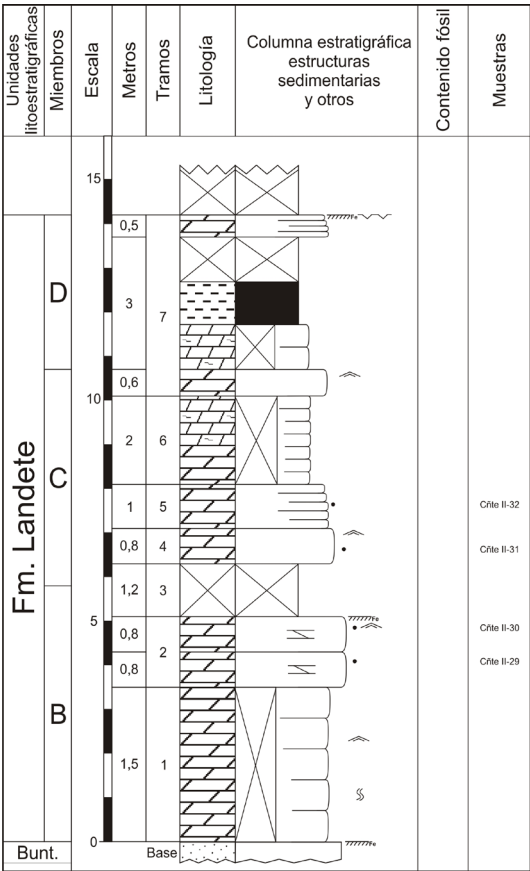


Figura 3.6. Columna estratigráfica de Barranco de la Hoya.

• Columna de Boniches

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Boniches, en la provincia de Cuenca (Fig. 3.7). Corresponde a la Hoja (636) de Villar del Humo. Saliendo de Cañete, se toma la carretera N-420 hasta el cruce con la carretera CM-215, donde se coge el desvío de la derecha en dirección Boniches/Landete. Siguiendo por esta carretera se llega al pueblo de Boniches. Se atraviesa el pueblo por la calle de la Carretera hasta la salida del mismo, donde se gira primero a la izquierda y en la siguiente calle a la derecha (calle de Covatillas). En este punto se toma una carretera pequeña atravesando el puente por la que se continúa aproximadamente 3,1 km hasta llegar a la base del afloramiento. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 58' 7,97" N - 1° 36' 38,01 O.

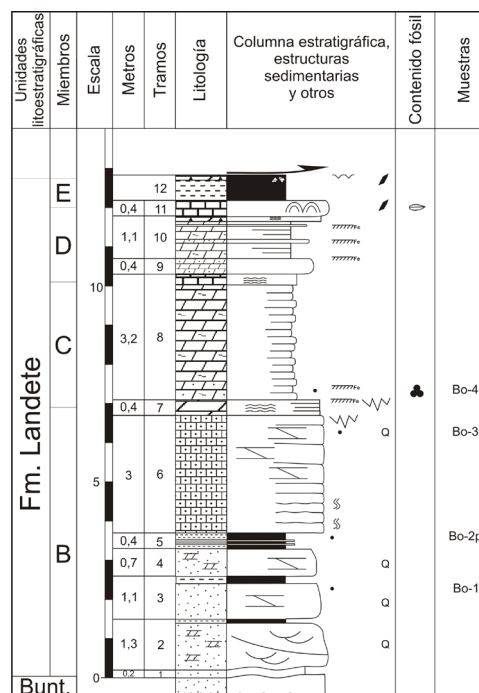
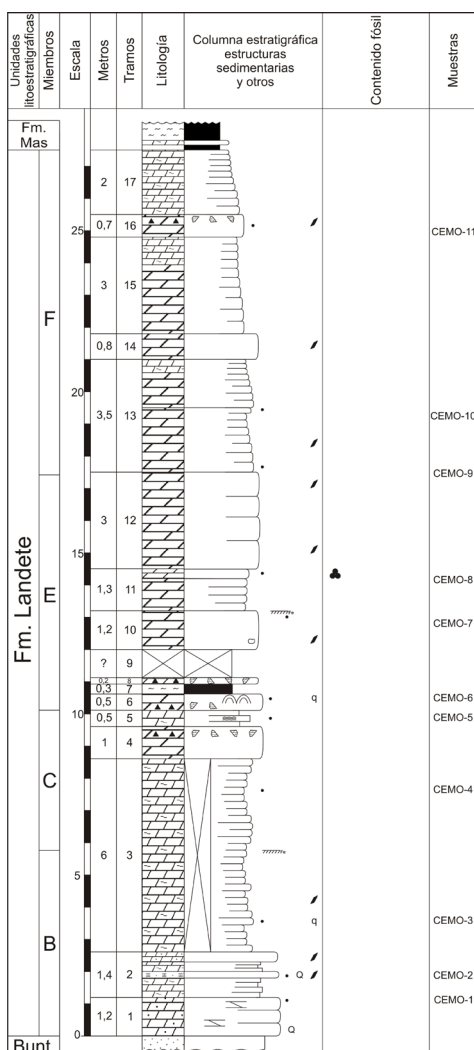


Figura 3.7. Columna estratigráfica de Boniches.



• Columna de Cerro Morrón

La columna se ha levantado en las inmediaciones de los pueblos de Boniches y Cañete, en la provincia de Cuenca (Fig. 3.8). Está situada justo en límite entre la Hoja (611) de Cañete y la Hoja (636) de Villar del Humo. Saliendo desde Cañete, dirección Boniches, el afloramiento se encuentra en el Km 2,450 de la carretera CM-215, entrando por un camino que sale a la derecha de la misma. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 59' 48,84" N - 1° 38' 14,35 O.

Figura 3.8. Columna estratigráfica de Cerro Morrón.

• **Columna de la Ermita**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Landete, en la provincia de Cuenca (Fig. 3.9). Corresponde a la Hoja (637) de Landete. Saliendo de Cañete, se toma la carretera N-420 hasta el cruce con la carretera CM-215, donde se toma el desvío a la derecha en dirección Boniches/Landete. Se sigue por esta carretera unos 31 km, y una vez pasado el Km 39, se coge el primer camino que sale a la derecha. Siguiendo este camino aproximadamente unos 0,8 km se llega al Arroyo de la Señora. Se cruza este arroyo y dirigiéndose hacia el sur hasta un pequeño montículo con árboles, se encuentra el afloramiento. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 53' 54,83" N - 1° 23' 9,07 O.

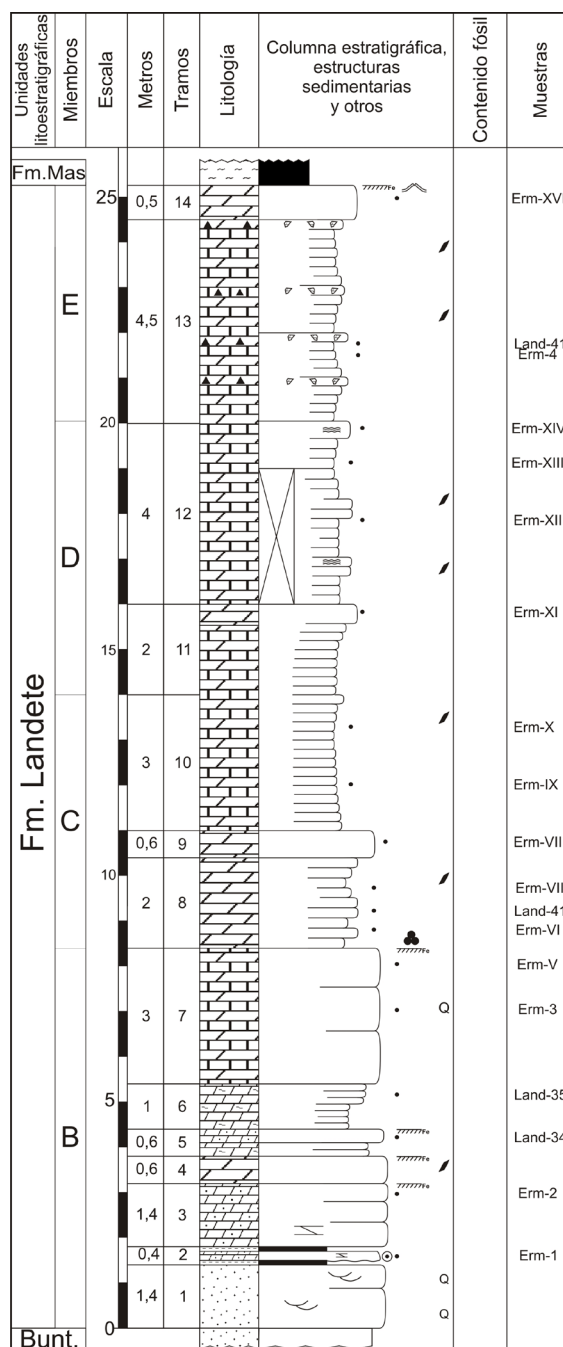


Figura 3.9. Columna estratigráfica de La Ermita.

- **Columna de Mal Paso**

La columna se ha levantado en las inmediaciones de los pueblo de Garaballa y Aliaguilla, en la provincia de Cuenca (Fig. 3.10). Corresponde a la Hoja (665) de Mira. Se sale desde Garaballa por la carretera CU-V-5009, que une los pueblos de Garaballa y Aliaguilla, encontrando el afloramiento a la derecha de esta carretera, entre el Km 16 y el Km 15. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 46' 0,49'' N - 1° 21' 36,74 O.

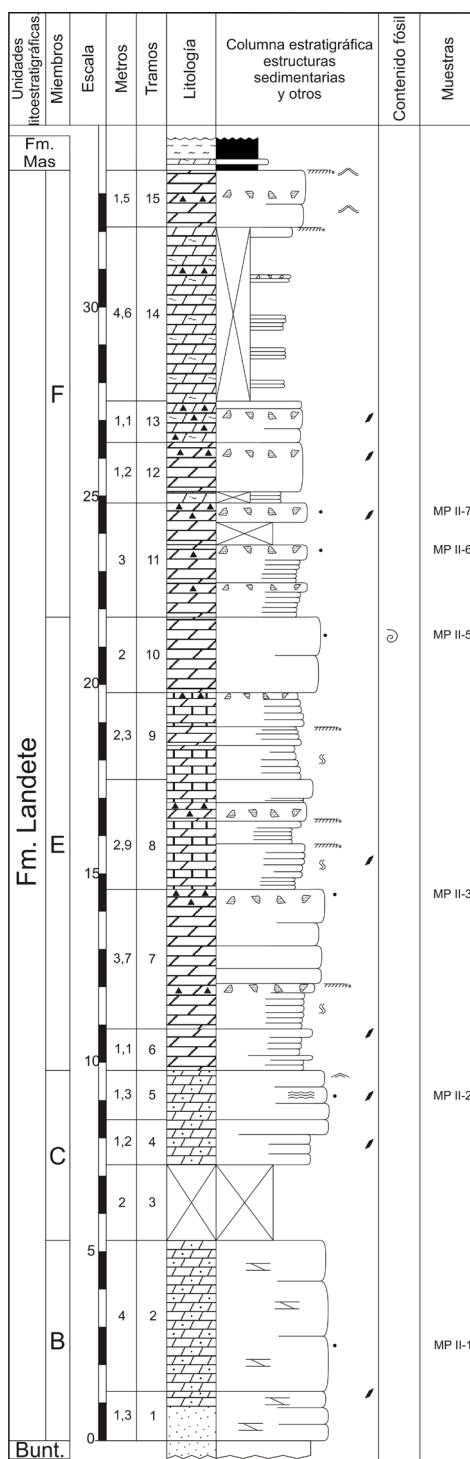


Figura 3.10. Columna estratigráfica de Mal Paso.

- ***Columna de Río Martín***

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Peñarroyas, en la provincia de Teruel. Corresponde a la Hoja (493) de Oliete. Está constituida por materiales de la facies Röt, la Fm. Landete y de la base de la Fm. Mas (Fig. 3.12). Saliendo desde Montalbán por la calle llamada Rambla Baja se toma una carretera que va directa a Peñarroyas. Allí, se toma un camino de senderismo que sale al final del pueblo, en la parte noreste. Se sigue por este camino hasta un mirador desde el que se ve el cañón del Río Martín. En este punto se gira a la izquierda siguiendo el camino que sube, y a unos 250 m está el contacto entre la facies Röt y la Fm. Eslida (Buntsandstein). Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 4° 51' 34.84" N - 0° 45' 18.04" O.

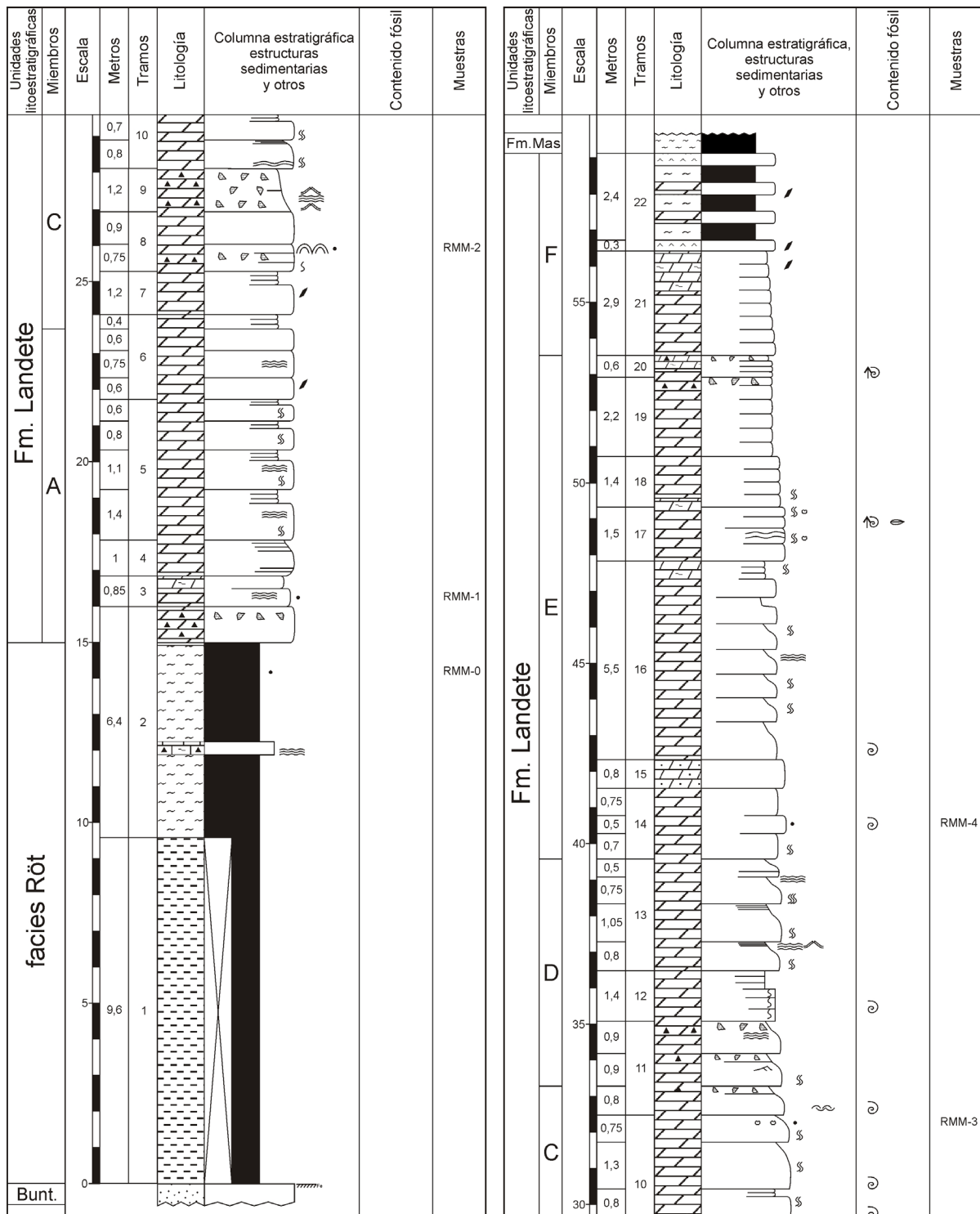


Figura 3.12. Columna estratigráfica de Río Martín.

3.6.1.2. Fm Cañete - Triásico Ibérico

• Columna de Cueva de Hierro

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Cueva de Hierro, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (539) de Peralejos de las Truchas. Está constituida por el techo de la Fm. Mas y por la Fm. Cañete que se apoyan directamente sobre el basamento Ordovícico (Fig. 3.13). La serie se ha levantado a la altura del km 57,630 de la carretera local CM-210 que une los pueblo de Beteta y Cueva de Hierro, donde se observa el contacto entre la Fm. Mas y la Fm. Cañete, y como se disponen discordantes sobre el basamento. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 34' 50,23" N - 2° 2' 9,21" O.

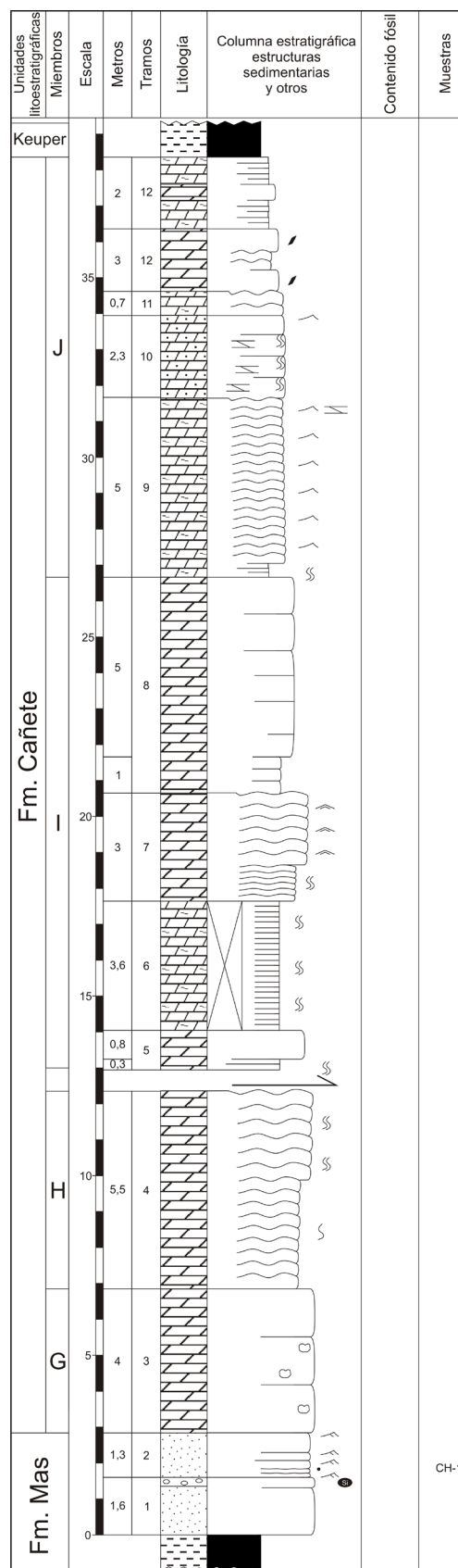


Figura 3.13. Columna estratigráfica de Cueva de Hierro.

3.6.1.3. Fm Cañete - Triásico Mediterráneo

• Columna de Huélamo

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Huélamo, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (588) de Zafrilla. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.14). Cogiendo la carretera local que une los pueblos de Uña y Huélamo, dirección a este último, se ha levantado la serie a la altura de la entrada del mismo pueblo de Huélamo. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 16' 45,90" N - 1° 48' 51,06" O.

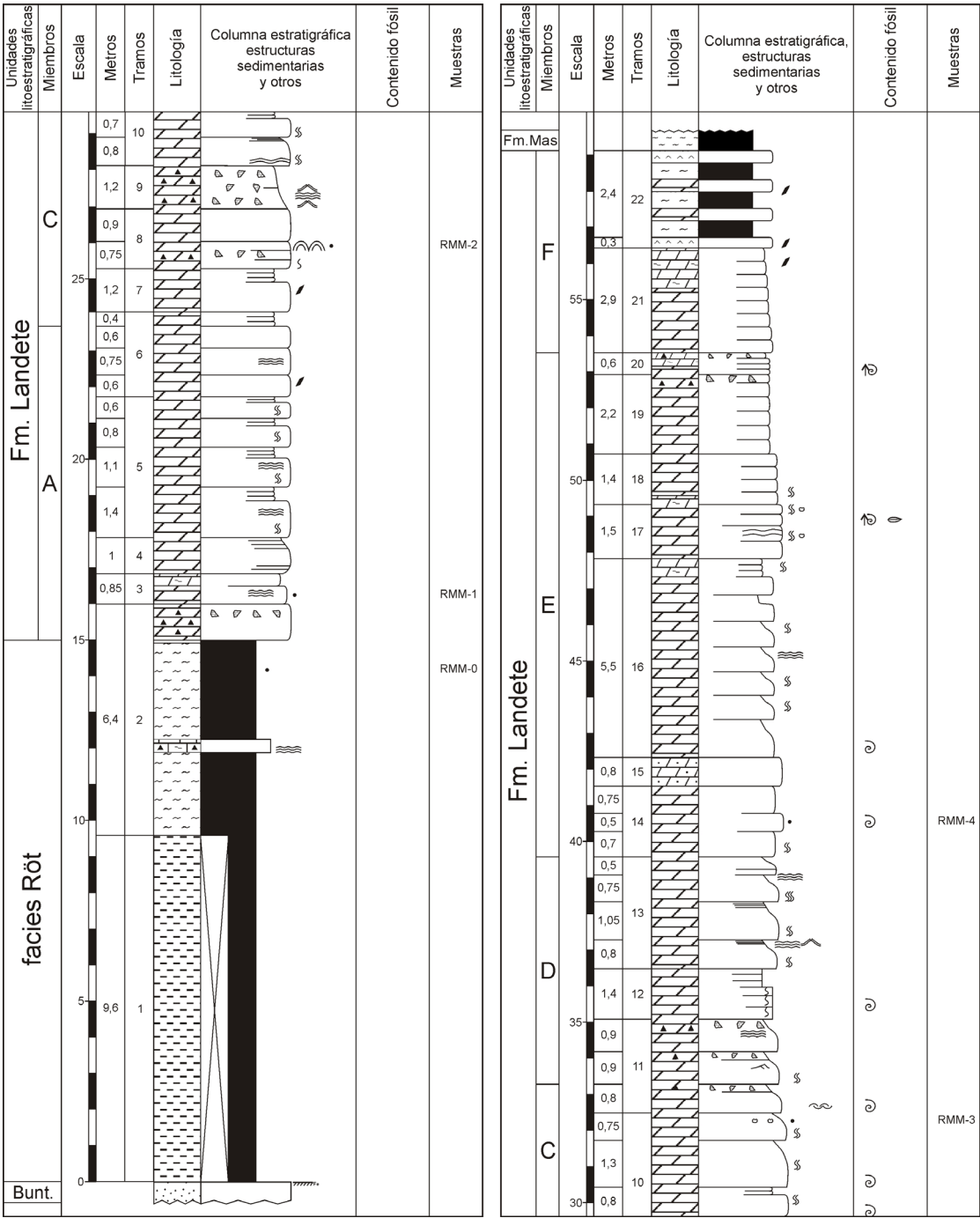


Figura 3.14. Columna estratigráfica de Huélamo.

- **Columna de Cañete**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Cañete, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (611) de Cañete. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete y los primeros niveles del paso a la facies Keuper (Fig. 3.15). Dentro del pueblo de Cañete y subiendo por la calle de la Virgen, se toma el camino de tierra que sale a la izquierda hasta llegar a una bifurcación donde se gira a la izquierda. Se sigue por este camino unos 2 km, hasta llegar a una construcción en ruinas que está situada cerca del techo de la columna. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 1' 54,11" N - 1° 40' 17,23" O.

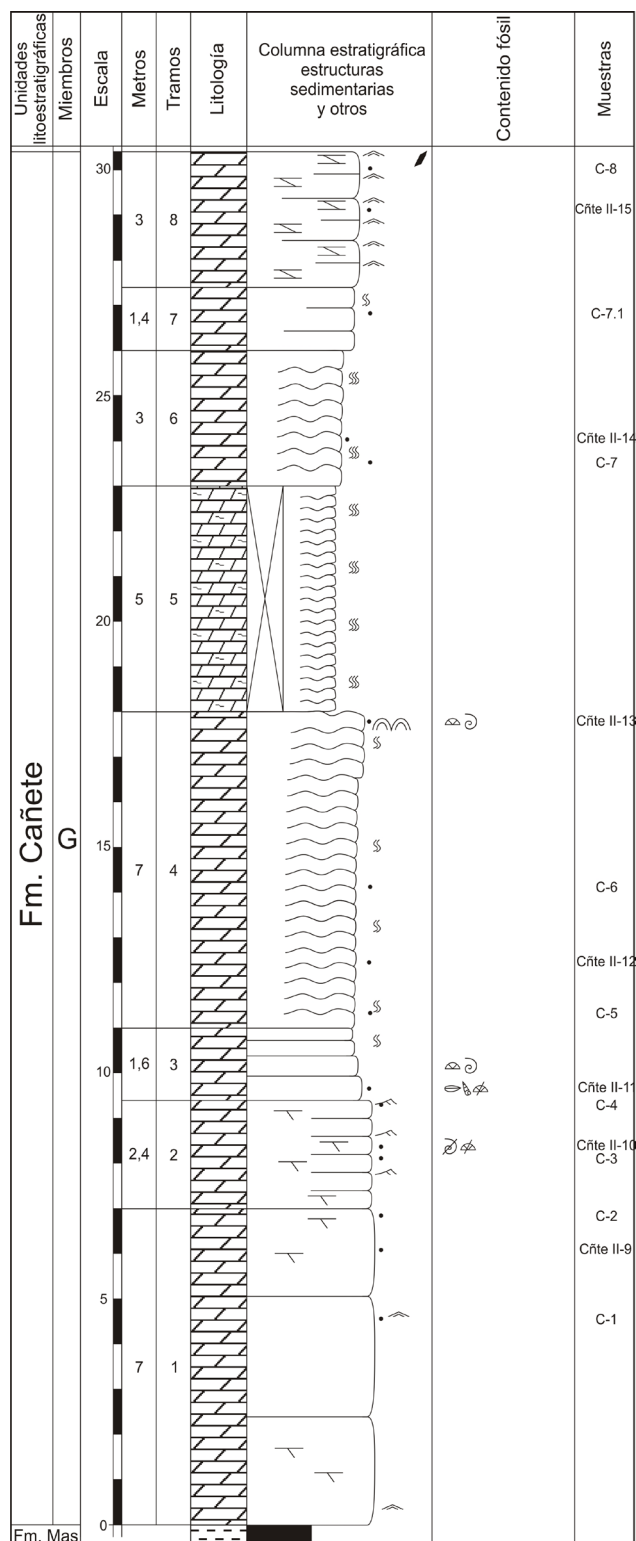


Figura 3.15a. Columna estratigráfica de Cañete.

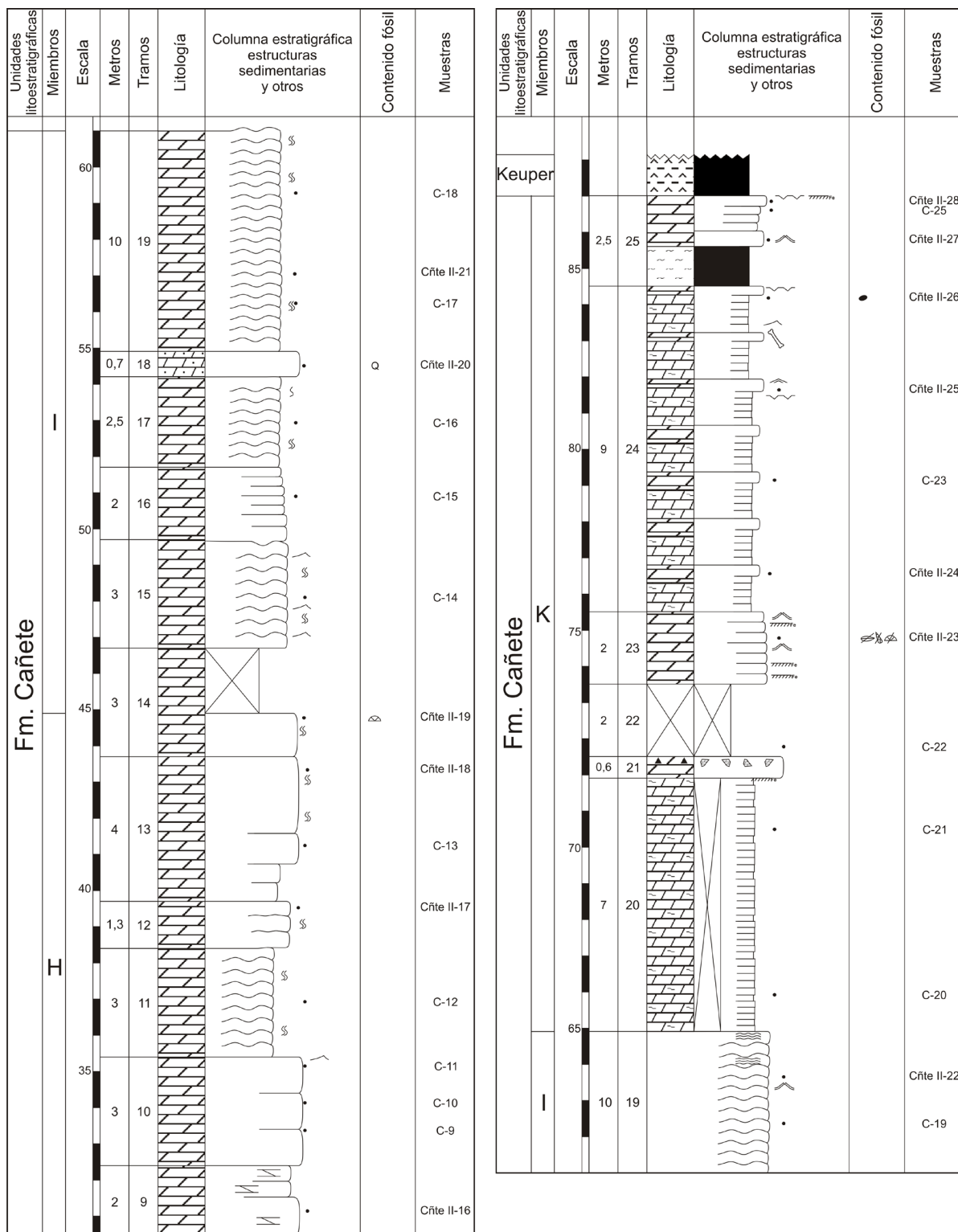


Figura 3.15b. Columna estratigráfica de Cañete (continuación)

- **Columna de Henarejos**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Henarejos, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (637) de Landete. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete, no estando presentes los últimos metros de la serie (Fig. 3.16). Se sale desde el pueblo de Henarejos por la carretera UV-500 hasta el Km 9, donde se corta la serie. La columna se ha realizado en el lado izquierdo de la carretera, enfrente del merendero. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 51' 16,52" N - 1° 28' 7,44" O.

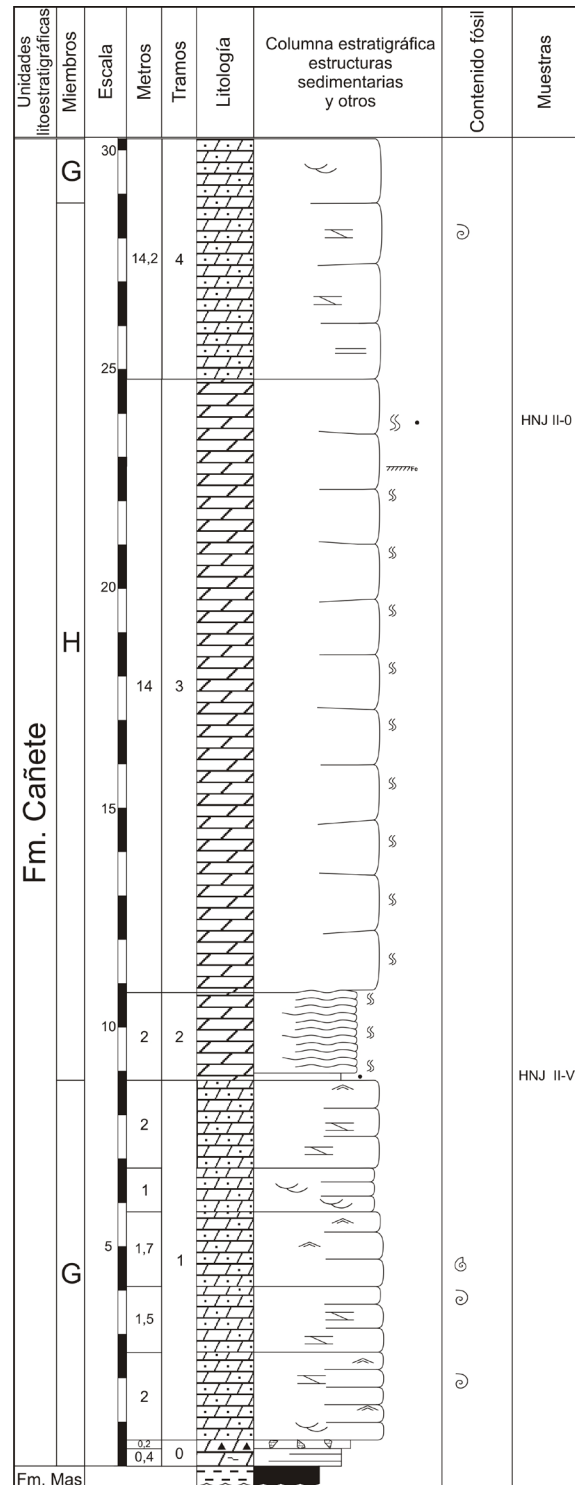


Figura 3.16a. Columna estratigráfica de Henarejos.

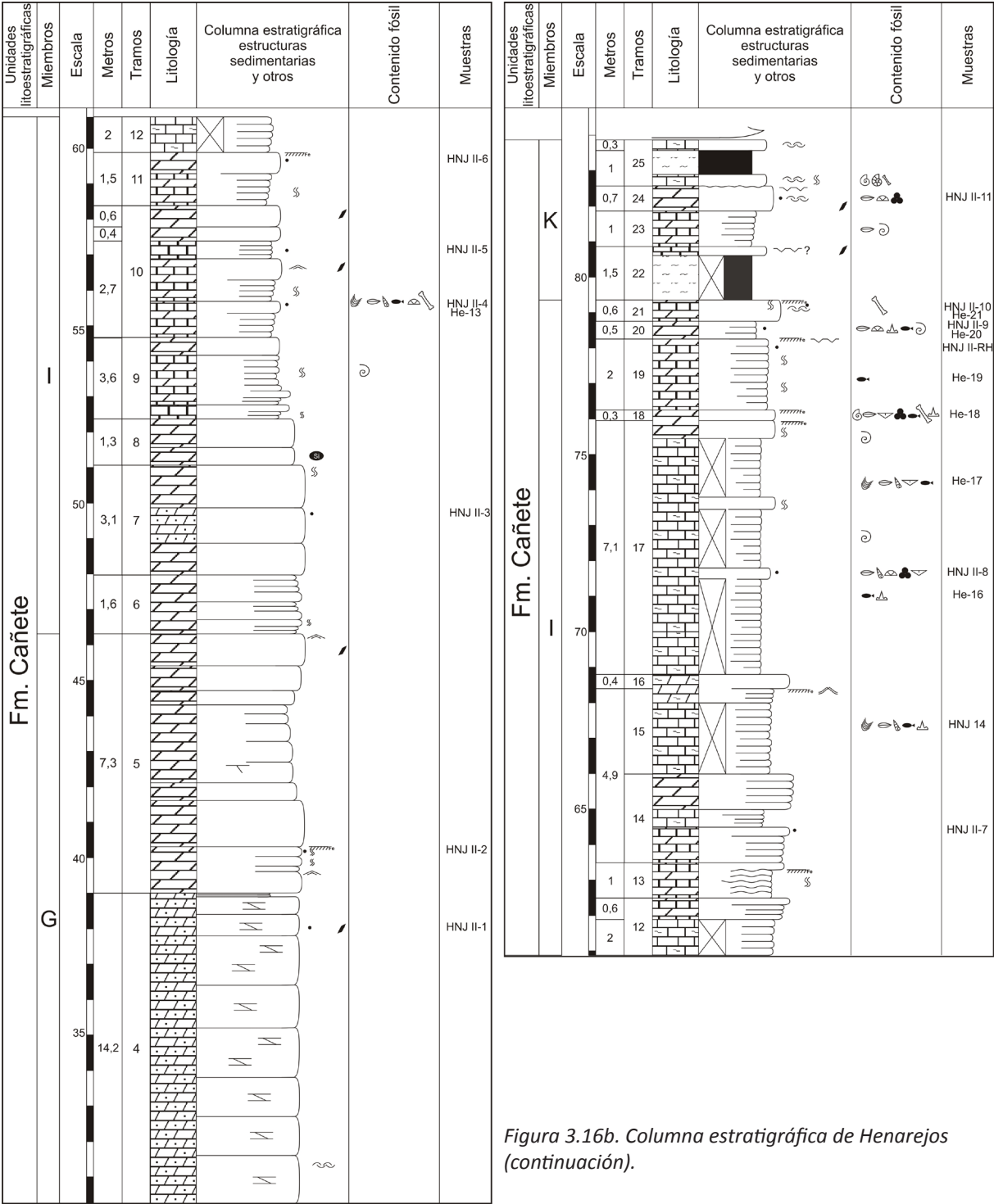


Figura 3.16b. Columna estratigráfica de Henarejos (continuación).

• **Columna de Moya**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Moya, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (637) de Landete. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete que se disponen de forma discordante (cabalgamiento) sobre materiales de la facies Keuper (Fig. 3.17). Saliendo desde el pueblo de Landete, se toma la carretera CUV-500 dirección a Moya hasta el barrio del Arrabal, donde se coge el camino que sube al Castillo de Moya que está situado sobre el techo de la serie. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 56' 41,45" N - 1° 21' 59,90"

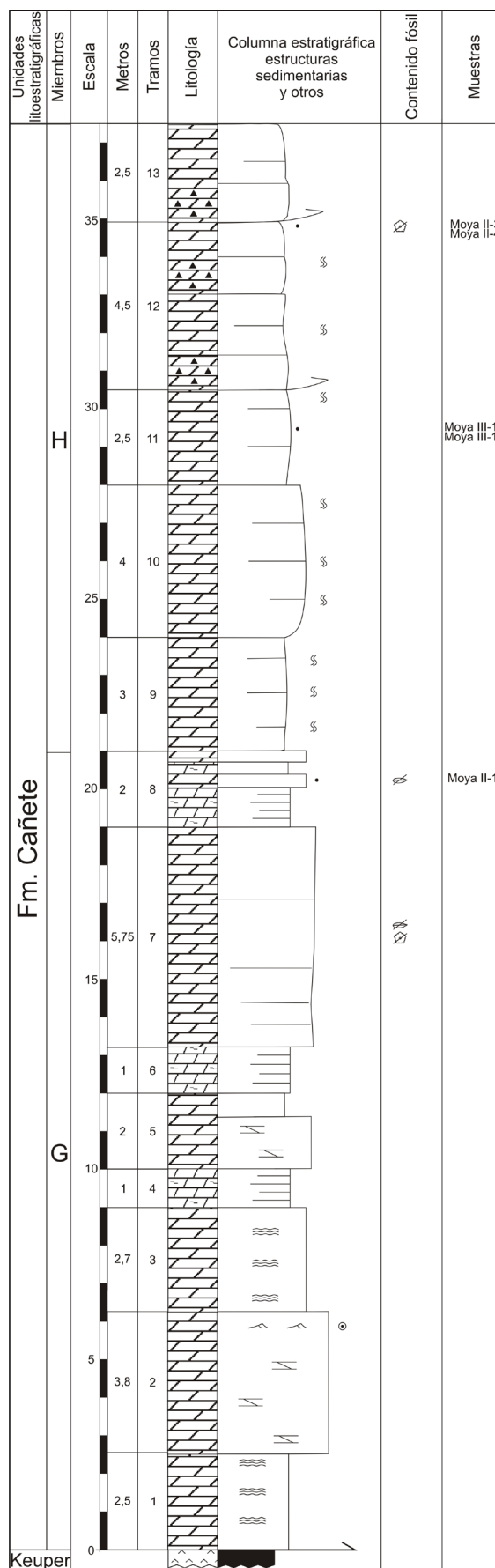


Figura 3.17a. Columna estratigráfica de Moya.

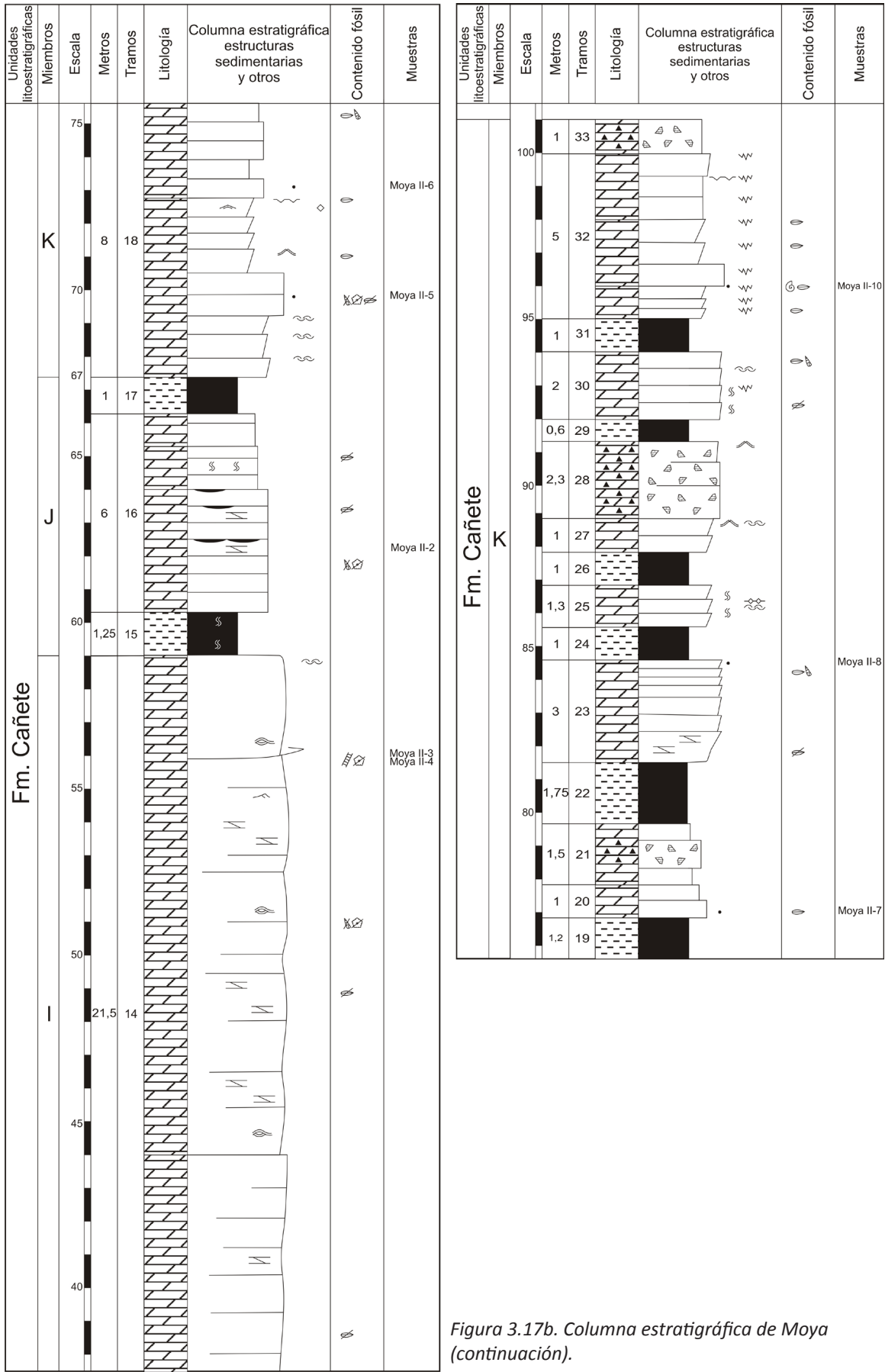


Figura 3.17b. Columna estratigráfica de Moya (continuación).

• **Columna de Villora**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Villora, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (664) de Enguidanos. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.18). Saliendo de Villora se toma la carretera CM-2109 dirección Mira. Un poco antes de llegar al Km 34, se coge un camino que sale a la izquierda y que conduce a un tramo de la antigua carretera entre Villora y Mira. La columna se encuentra pasando el antiguo puente que cruza el río Martín. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 45' 5,12" N - 1° 34' 17,16" O.

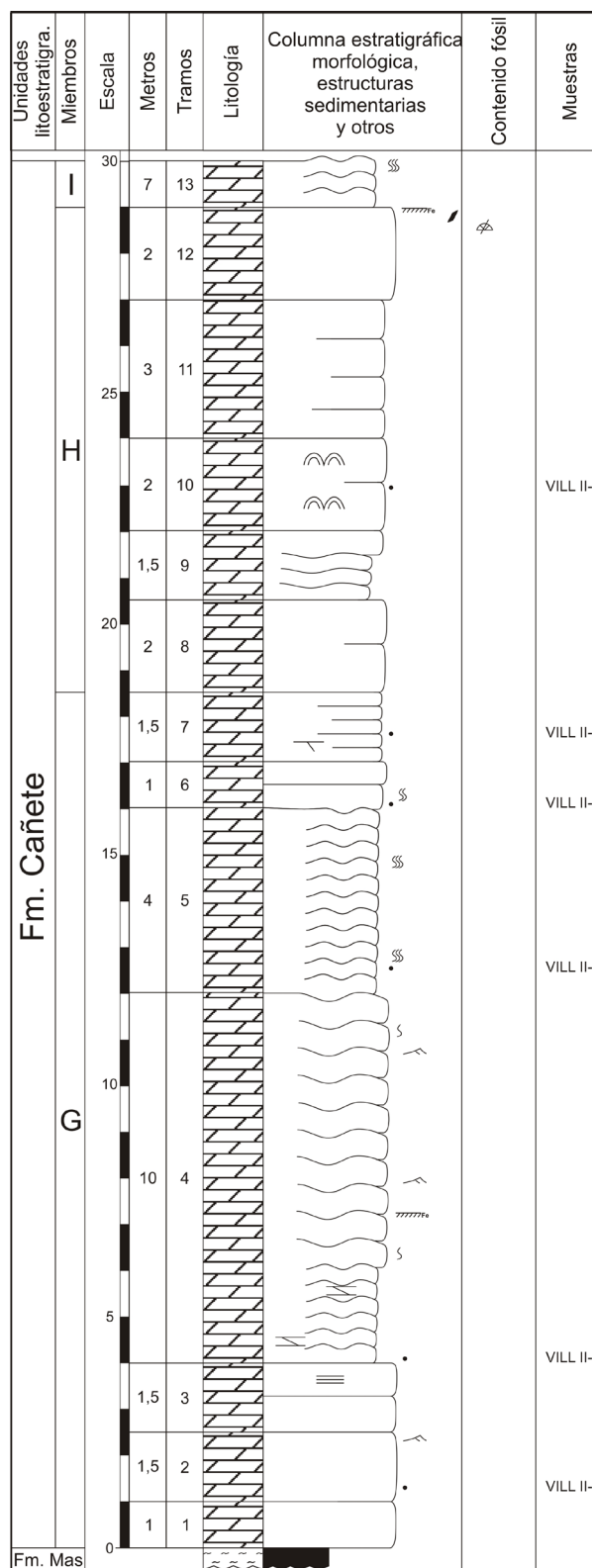


Figura 3.18a. Columna estratigráfica de Villora

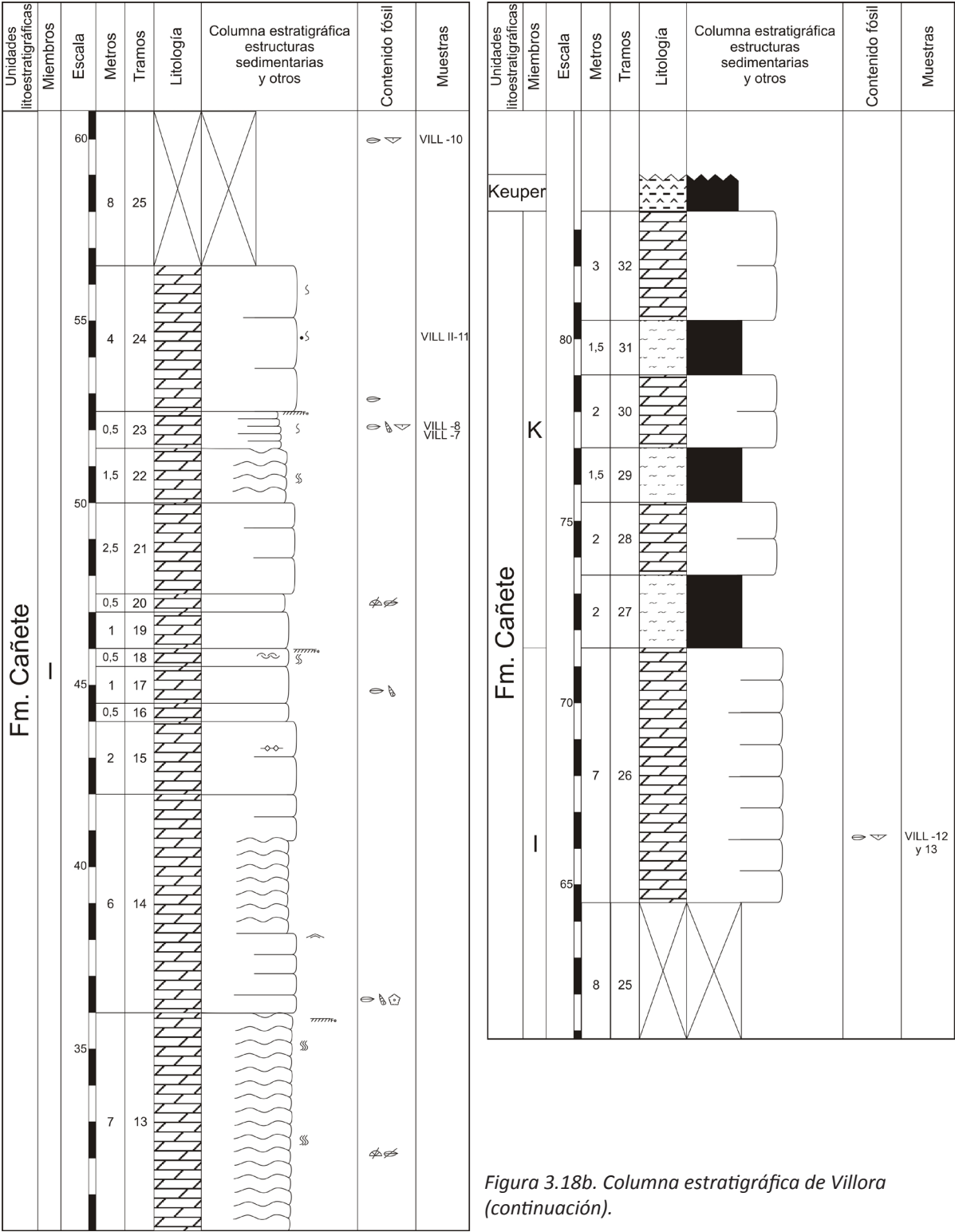


Figura 3.18b. Columna estratigráfica de Villora (continuación).

• **Columna de El Paraíso**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Manzanera, en la provincia de Teruel. Corresponde a la Hoja (613) de Camarena de la Sierra. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.19). Pasado el Km 13 de la carretera A-1514 en dirección Manzanera desde Mora de Rubielos, se toma la carretera estrecha que sale a la derecha, a la altura del pueblo de Los Cerezos. Se avanza por esta carretera unos 1.300 m , pasando de largo el balneario de El Paraíso hasta llegar a un puente que cruza el río Los Paraísos. Bajo este puente se encuentra la base de la columna. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 2' 3,21" N - 0° 51' 57,79" O.

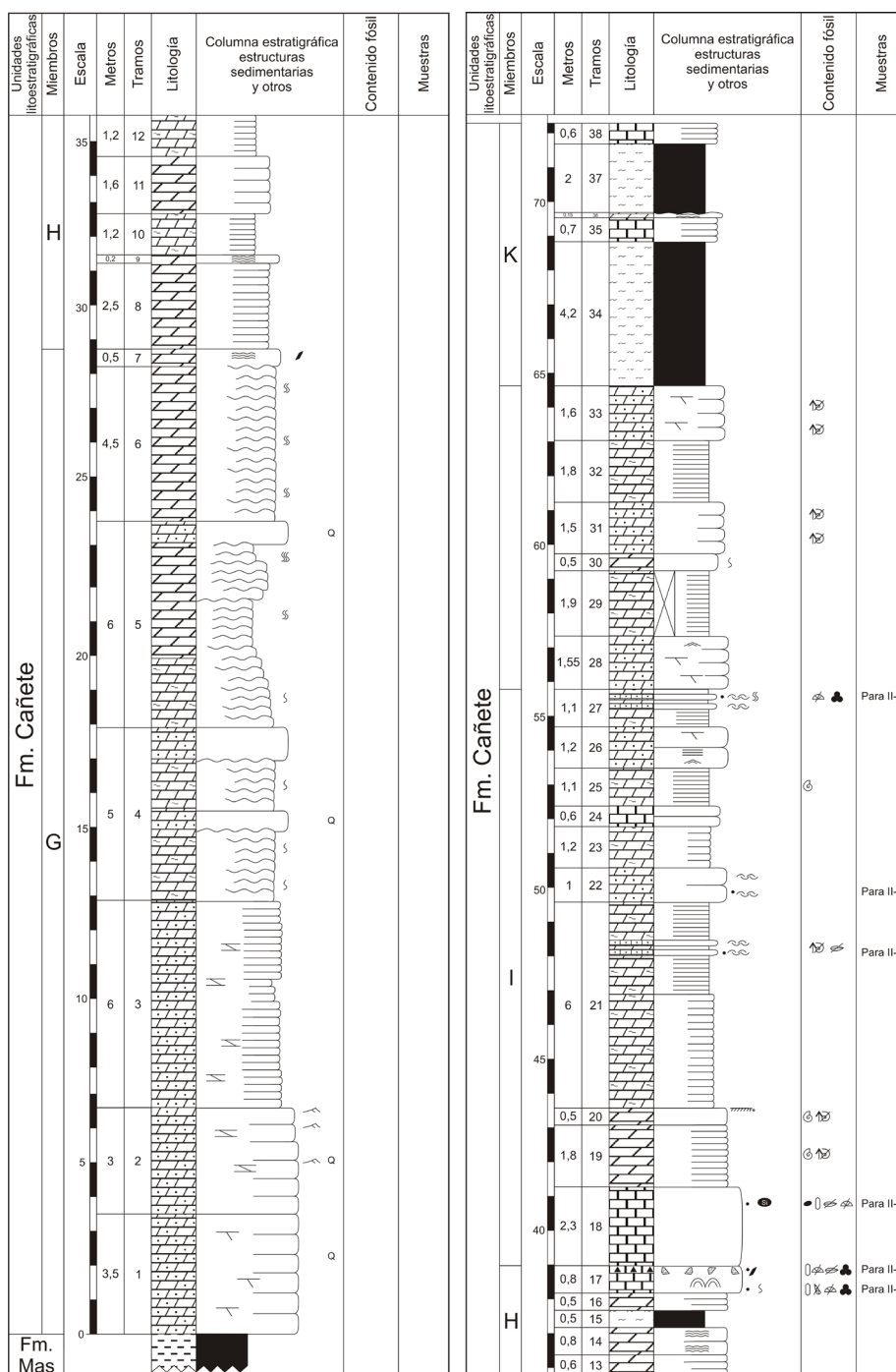


Figura 3.19. Columna estratigráfica de El Paraíso.

• **Columna de Torre de las Arcas**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Torre de las Arcas, en la provincia de Teruel. Corresponde a la Hoja (493) de Oliete. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete y unos pocos m del techo de la Fm. Más (Fig. 3.20). Entre el Km 5 y 6 de la carretera TEV-1334, que une Castel de Cabra y Montalbán, se toma un camino que sale a la izquierda y se sigue unos 2,3 km en dirección norte hasta el monte llamado Collado del Pino, donde afloran los materiales de facies Muschelkalk. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 50' 54,82" N - 0° 43' 12,53" O.

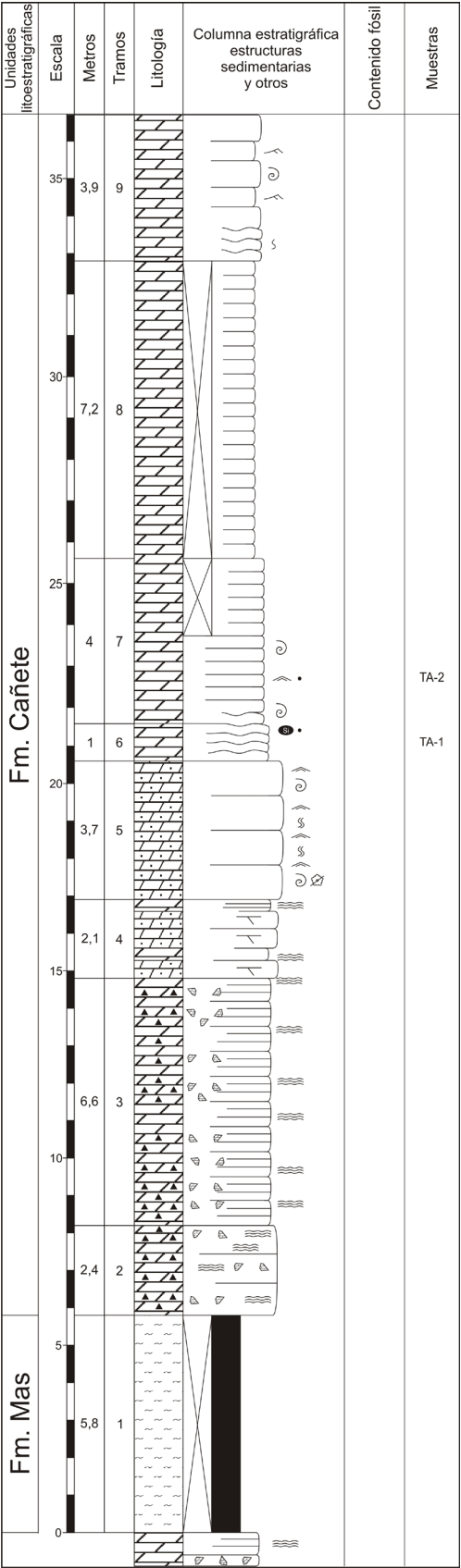


Figura 3.20a. Columna estratigráfica de Torre de las Arcas.

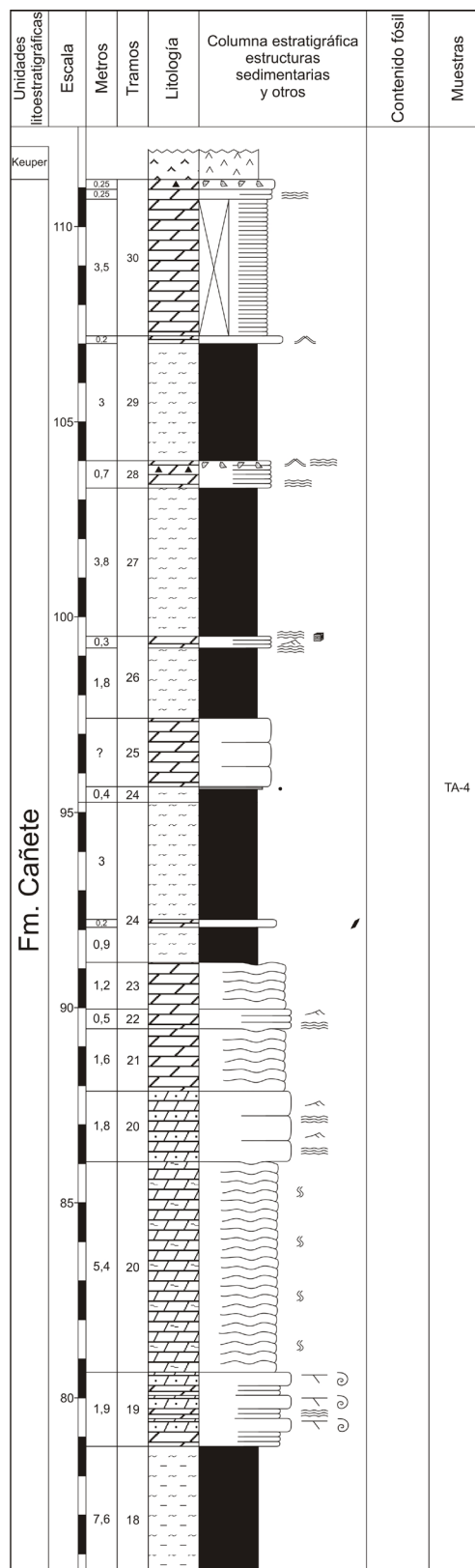
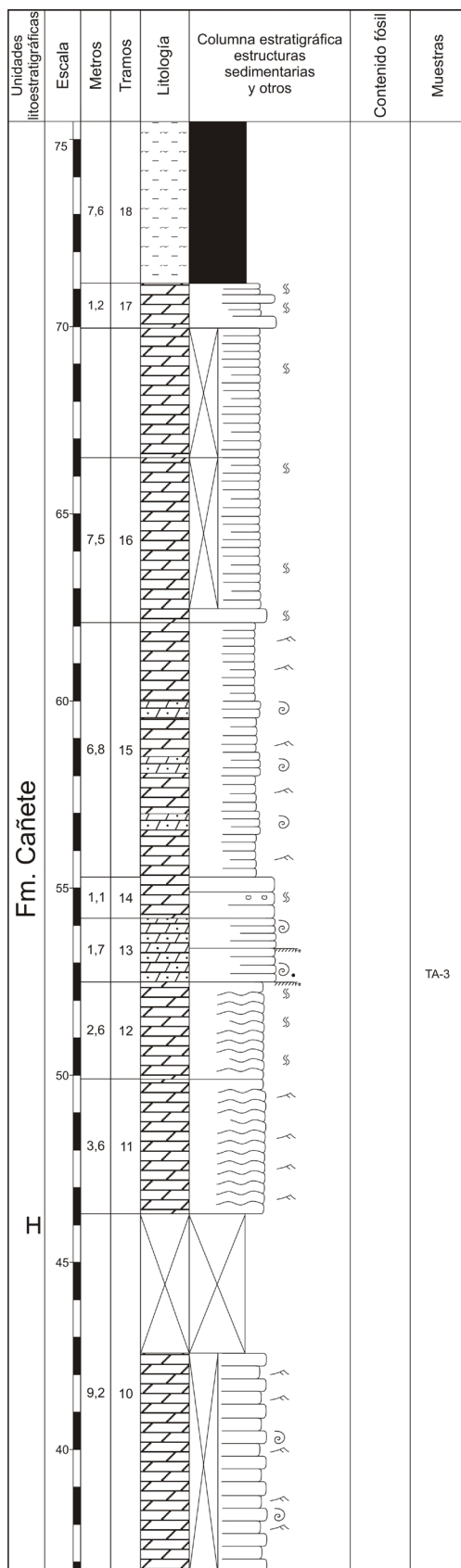


Figura 3.20b. Columna estratigráfica de Torre de las Arcas (continuación).

• **Columna de La Felician**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Rudilla, en la provincia de Teruel. Corresponde a la Hoja (466) de Moyuela. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.21). La serie se encuentra a unos 5 km al este del pueblo de Rudilla, por la carretera local A-2514 dirección Montalbán. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 0' 45,07" N - 0° 59' 20,34" O.

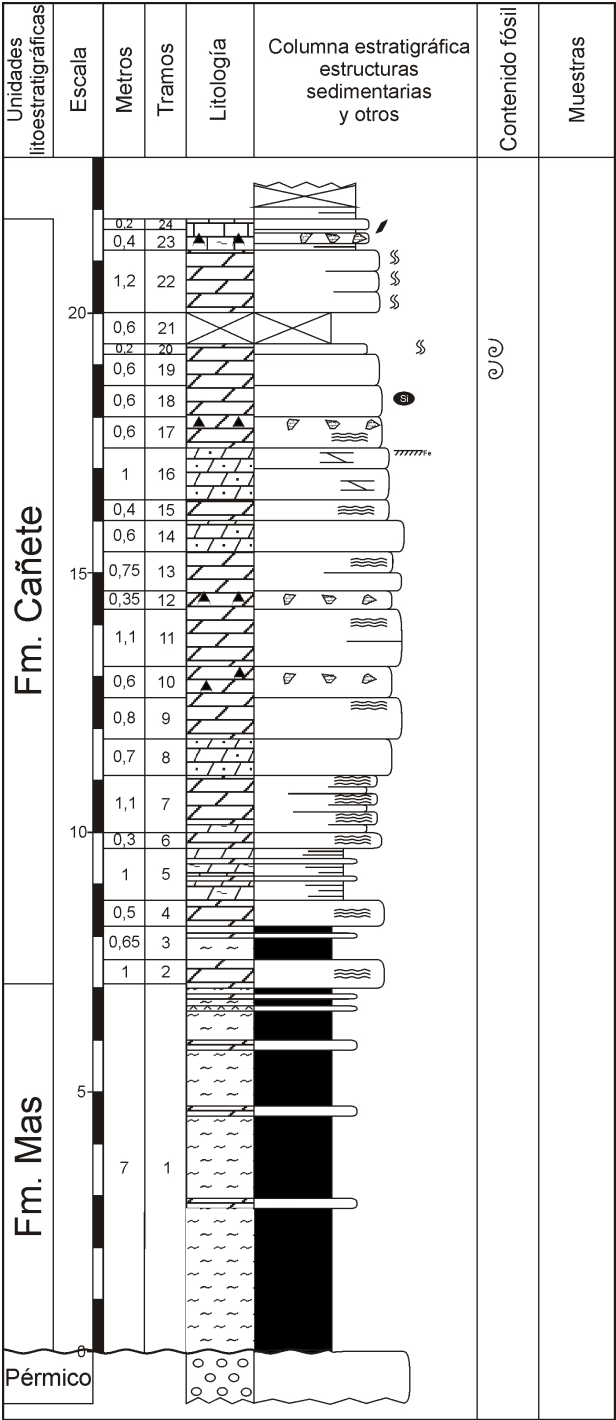


Figura 3.21. Columna estratigráfica de La Felician.

- **Columna de Calanda**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Calanda, en la provincia de Teruel. Corresponde a la Hoja (494) de Calanda. Está constituida por la parte alta de la Fm. Cañete y los primeros niveles del Keuper. La base de la Fm. Cañete no aflora, ya que en esta área estos materiales están fallados (Fig. 3.22). La serie se encuentra situada en el Anticlinal de Calanda, a unos 2.450 m al sur de la citada localidad.

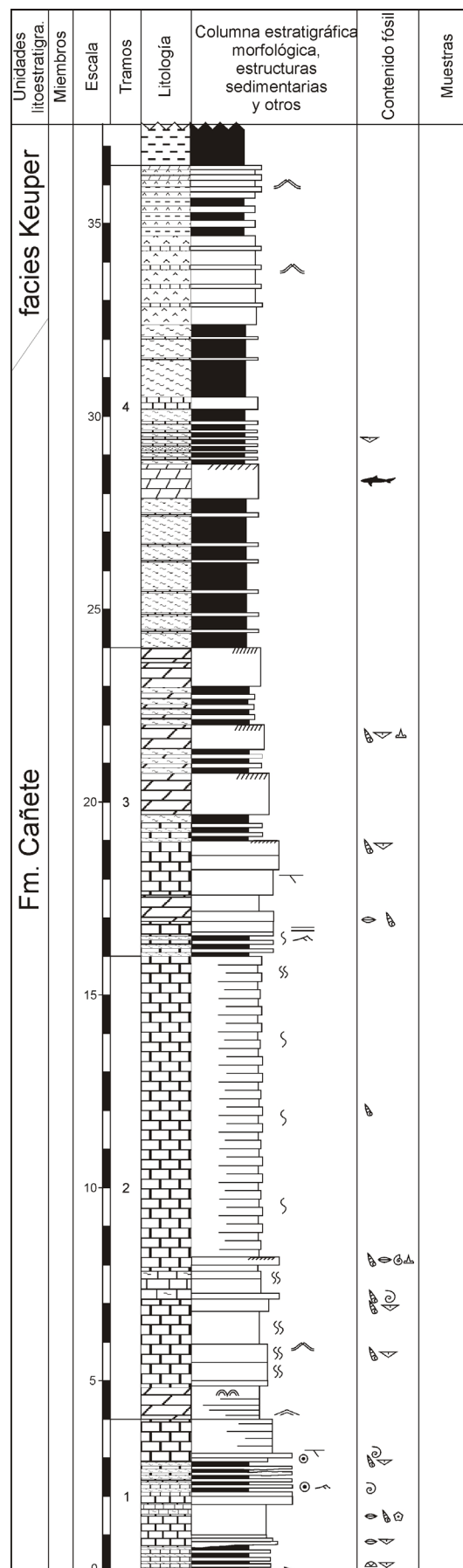


Figura 3.22. Columna estratigráfica de Calanda.

3.6.1.4. Fm Más - Triásico Mediterráneo

• Columna de Chelva

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Chelva, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (666) de Chelva. Está constituida por materiales de la Fm. Landete, de la Fm. Mas y de la Fm. Cañete, aunque en este trabajo sólo se presenta la sección realizada en la Fm. Mas (Fig. 3.23). Saliendo desde la plaza de toros de Chelva se toma el camino que sale a la derecha en dirección noreste, y se continúa por él unos 4,7 km hasta llegar al techo de los materiales en facies Buntsandstein. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 46' 12" N - 0° 57' 41,76" O.

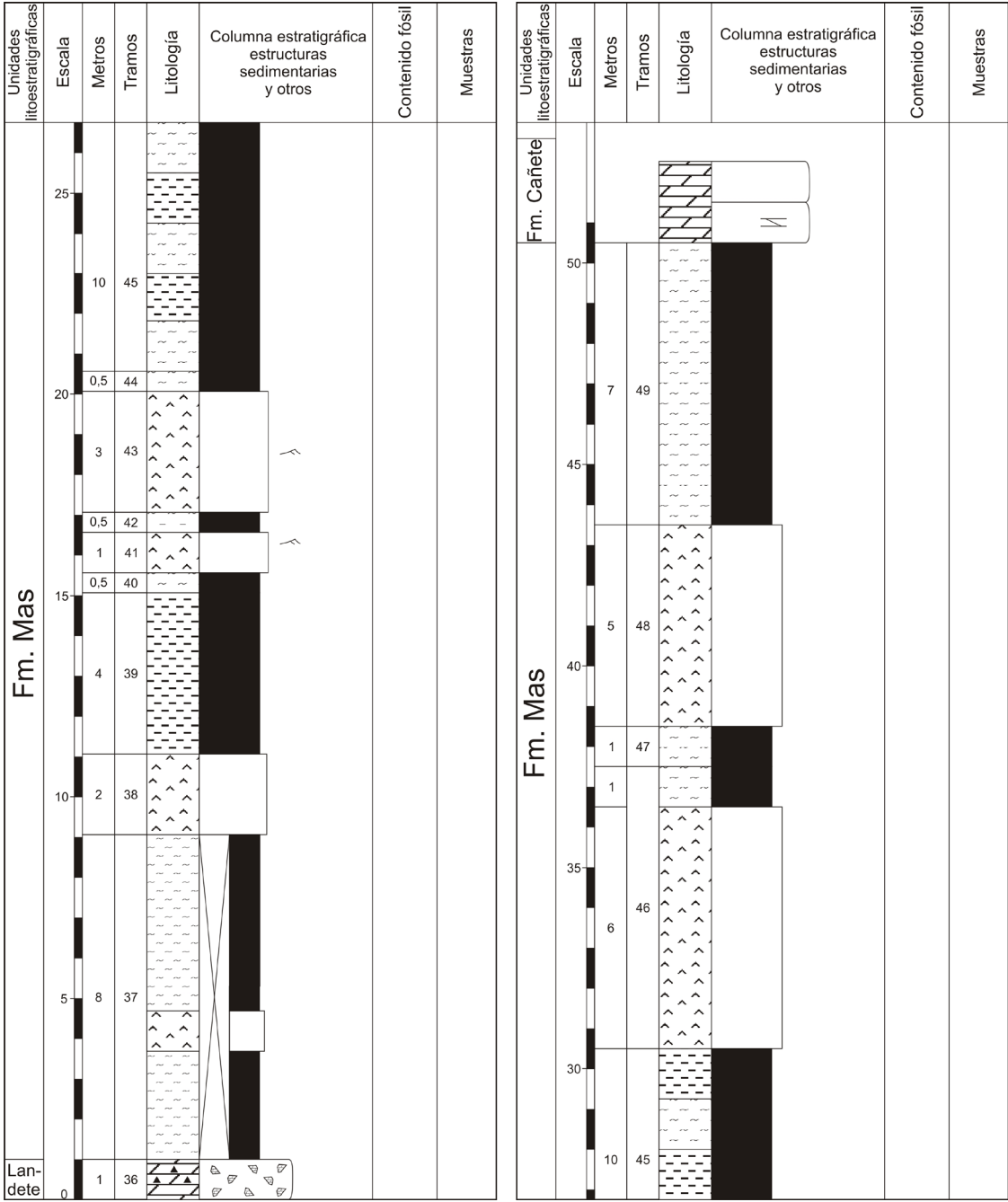


Figura 3.23. Columna estratigráfica de Chelva. Modificada de López-Gómez, (1985).

• **Columna de Caracierzo**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de San Martín de Boniches, en la provincia de Cuenca. Corresponde a la Hoja (636) de Villar del Humo. Está constituida por materiales de la Fm. Landete, de la Fm. Mas y de la Fm. Cañete, aunque en este trabajo solo se presenta la sección realizada en la Fm. Más (Fig. 3.24). En el Km. 1,7 de la carretera CUV-5014, que une San Martín de Boniches y Fuentelespino de Moya, se encuentra la base de la citada columna. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 53' 57,15" N - 1° 33' 8,19" O.

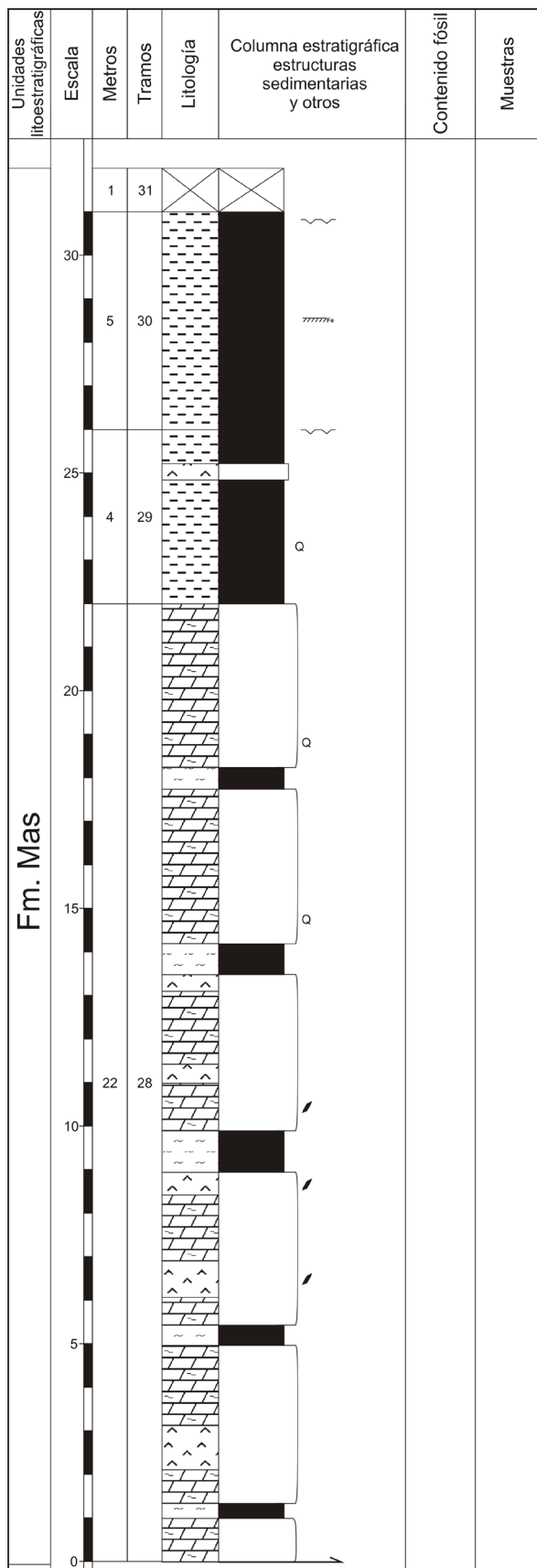


Figura 3.24. Columna estratigráfica de Caracierzo.
Modificada de López-Gómez (1985).

3.5.1.5. Fm. Cañete - Triásico Levantino-Balear

• *Columna de Cueva Cirat*

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Montán, en la provincia de Castellón. Corresponde a la Hoja (614) de Manzanera. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete, no aflorando ni la base ni el techo de la serie (Fig. 3.25). Saliendo del pueblo de Montán, se toma la carretera CV-195 en dirección a Caudiel, antes de llegar al Km 16 se coge el camino de tierra que sale a la derecha, en dirección al Monte Las Cascarejas, hasta llegar a la Cueva Cirat. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 1' 40,16" N - 0° 34' 6,17" O.

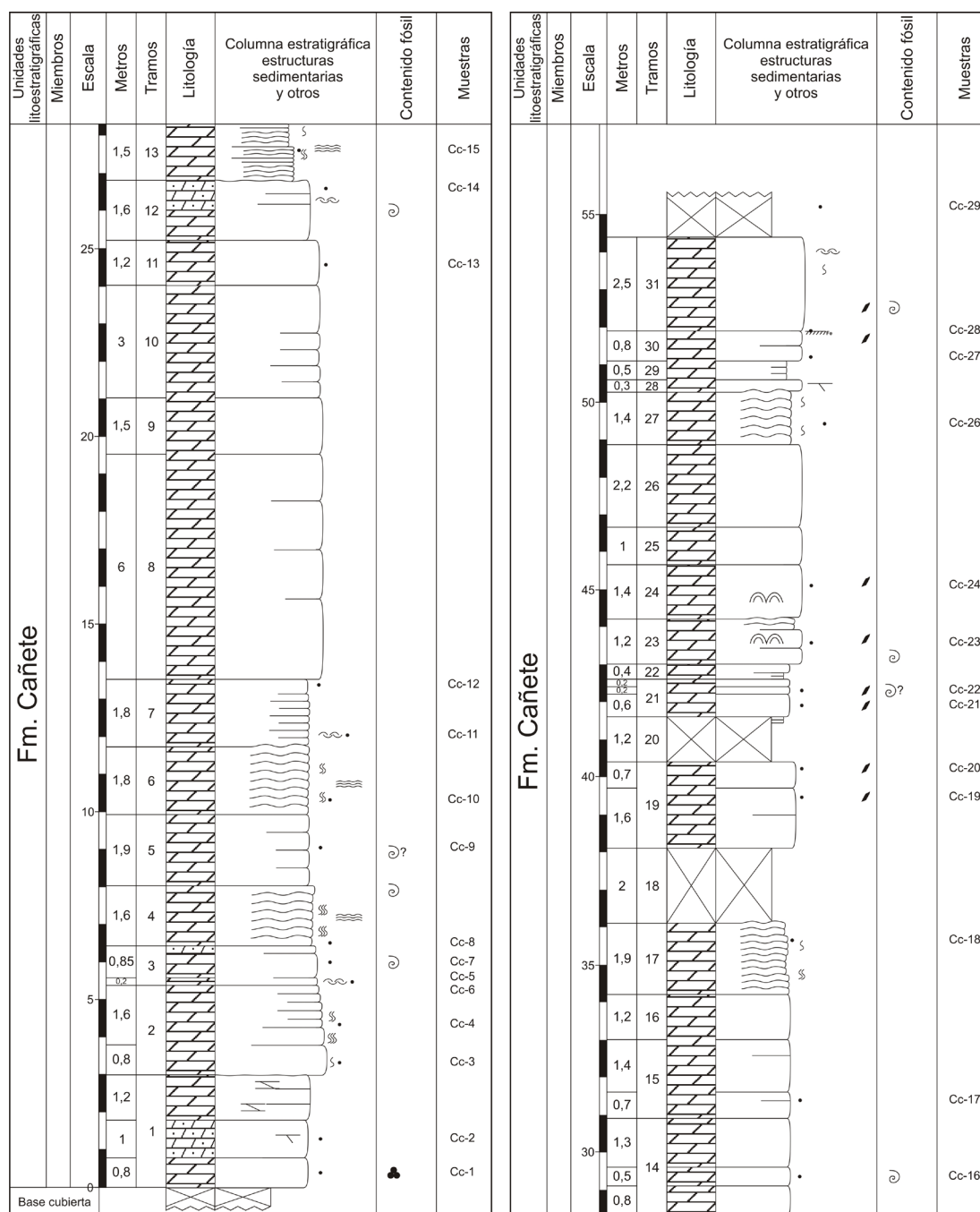


Figura 3.25. Columna estratigráfica de Cueva Cirat.

• **Columna de El Molinar**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de El Molinar, en la provincia de Castellón. Corresponde a la Hoja (639) de Jérica. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.26). Saliendo del pueblo de Bejís por la calle Clóticos, se coge el Camino de la Umbría que sale a la izquierda y que circula paralelo al río Palancia. Se sigue por este camino, que pasa por delante de la planta embotelladora, y se continua recto por el Camino del Molinar hasta llegar al pueblo de este mismo nombre. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 55' 58,28" N - 0° 44' 19,55" O.

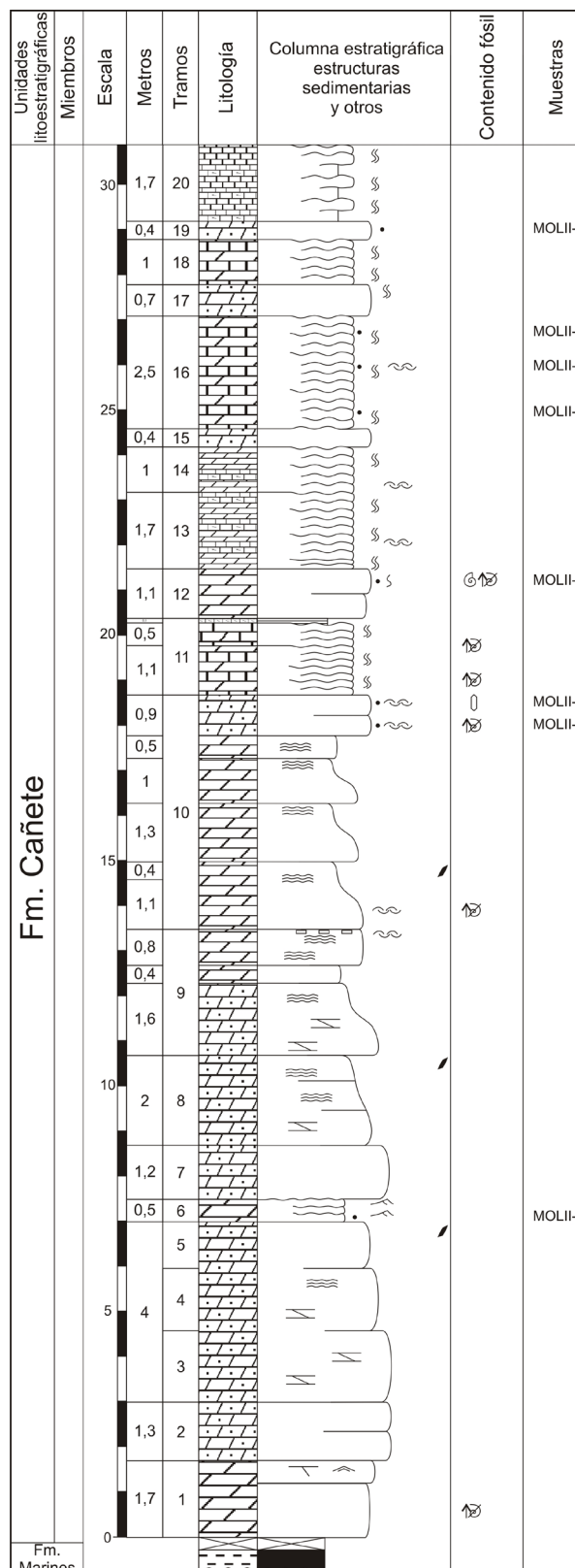


Figura 3.26a. Columna estratigráfica de El Molinar.



Figura 3.26b. Columna estratigráfica de El Molinar (continuación).

• **Columna de Serra**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Serra, en la provincia de Valencia. Corresponde a la Hoja (668) de Sagunto. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.27). Saliendo del pueblo de Serra, se toma la carretera CV-310 dirección Torres-Torres hasta llegar al desvío con la carretera CV-334, que sale a la derecha, entre el Km 25 y 26. Se sigue esta carretera unos 750 m. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 42' 6,60" N - 0° 25' 1,80" O.

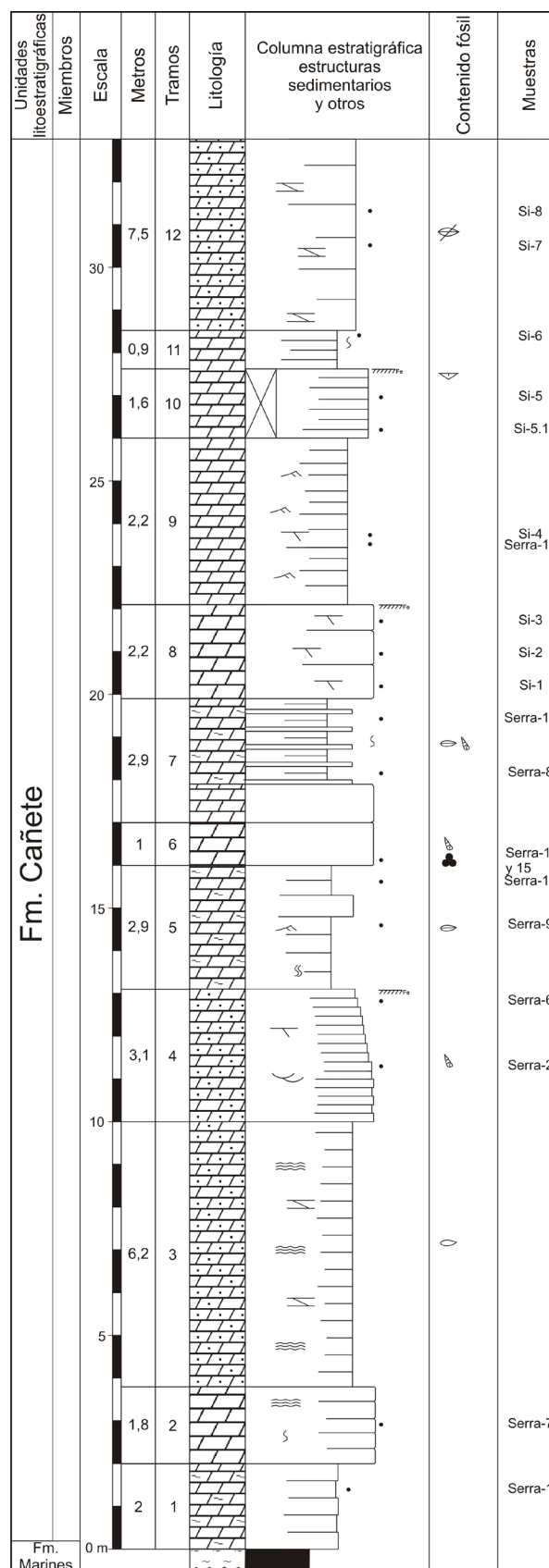


Figura 3.27a. Columna estratigráfica de Serra.

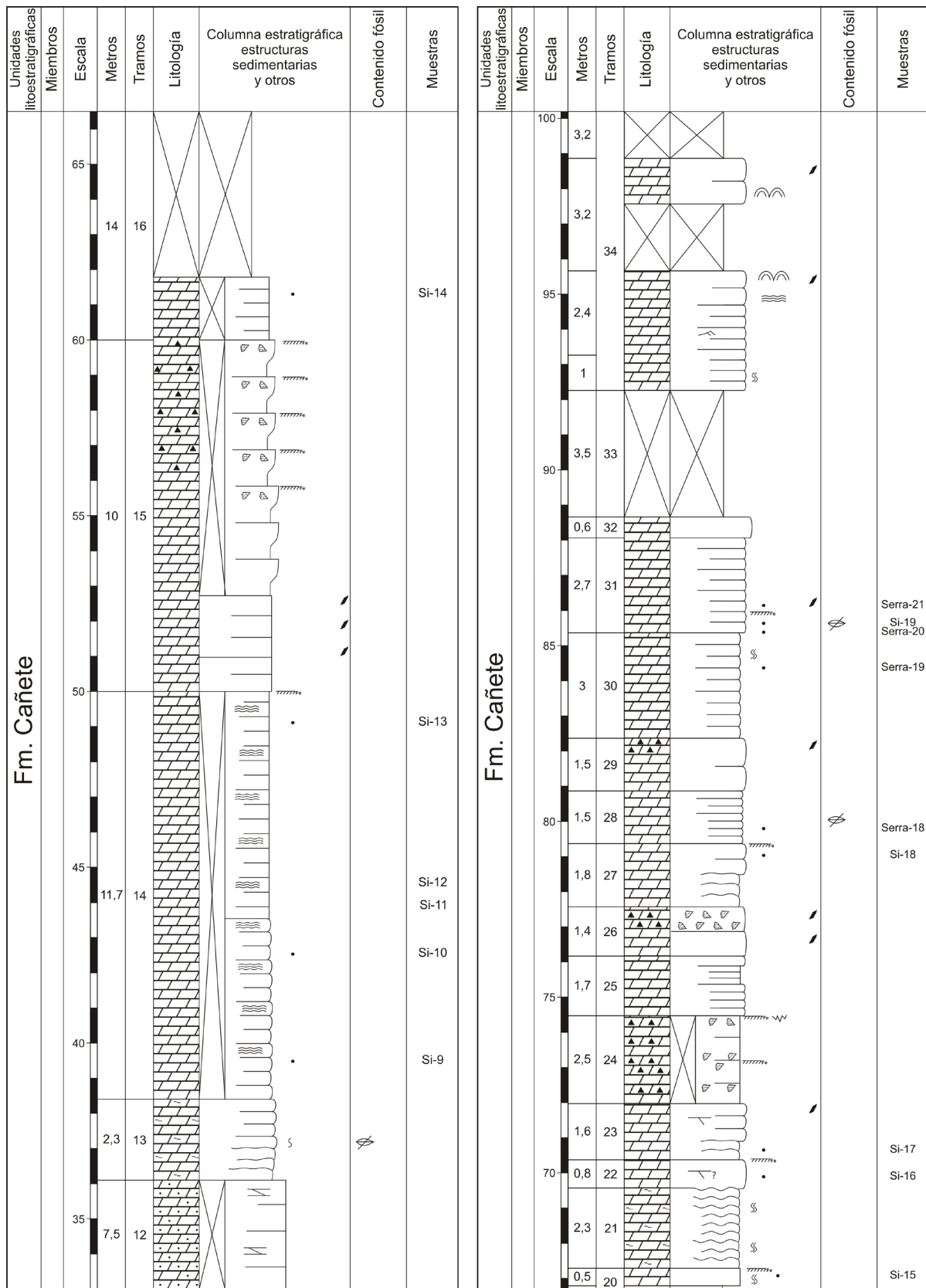


Figura 3.27b. Columna estratigráfica de Serra (continuación).

• **Columna de Agujas de Santa Águeda**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Benicassim, en la provincia de Castellón. Corresponde a la Hoja (616) de Villafames. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.28). Dentro del mismo pueblo de Benicassim se toma la carretera CV-147, justo después de pasar debajo de la AP-7 se coge el primer camino de tierra que sale a la derecha. Se sigue por este camino unos 1100 m, girando a la derecha en la primera intersección, y a la izquierda en la segunda. A partir de esta segunda intersección, se continúan unos 300 m hasta llegar a una fuente, donde se toma el camino que sale a la derecha de la misma. Se sigue por este camino unos 700 m, lugar donde el camino corta la serie entre el nivel 13 y el nivel 15. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 4' 3,63" N - 0° 3' 1,99" E.

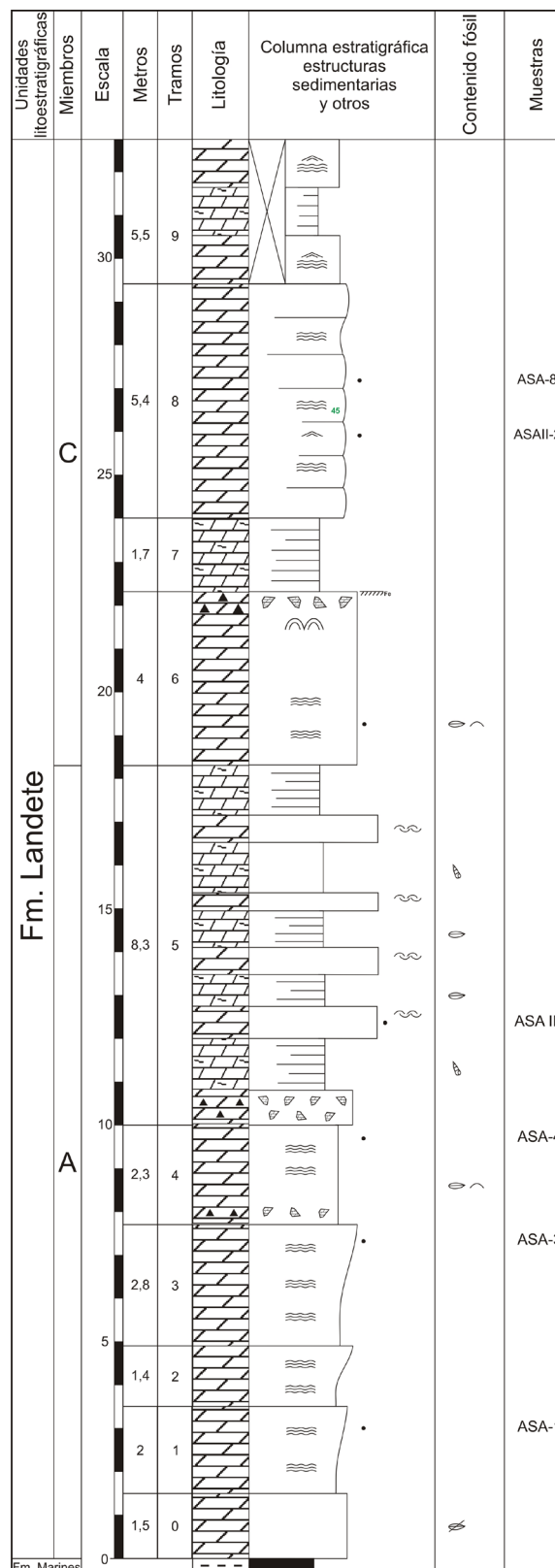


Figura 3.28a. Columna estratigráfica de Las Agujas de Santa Águeda.

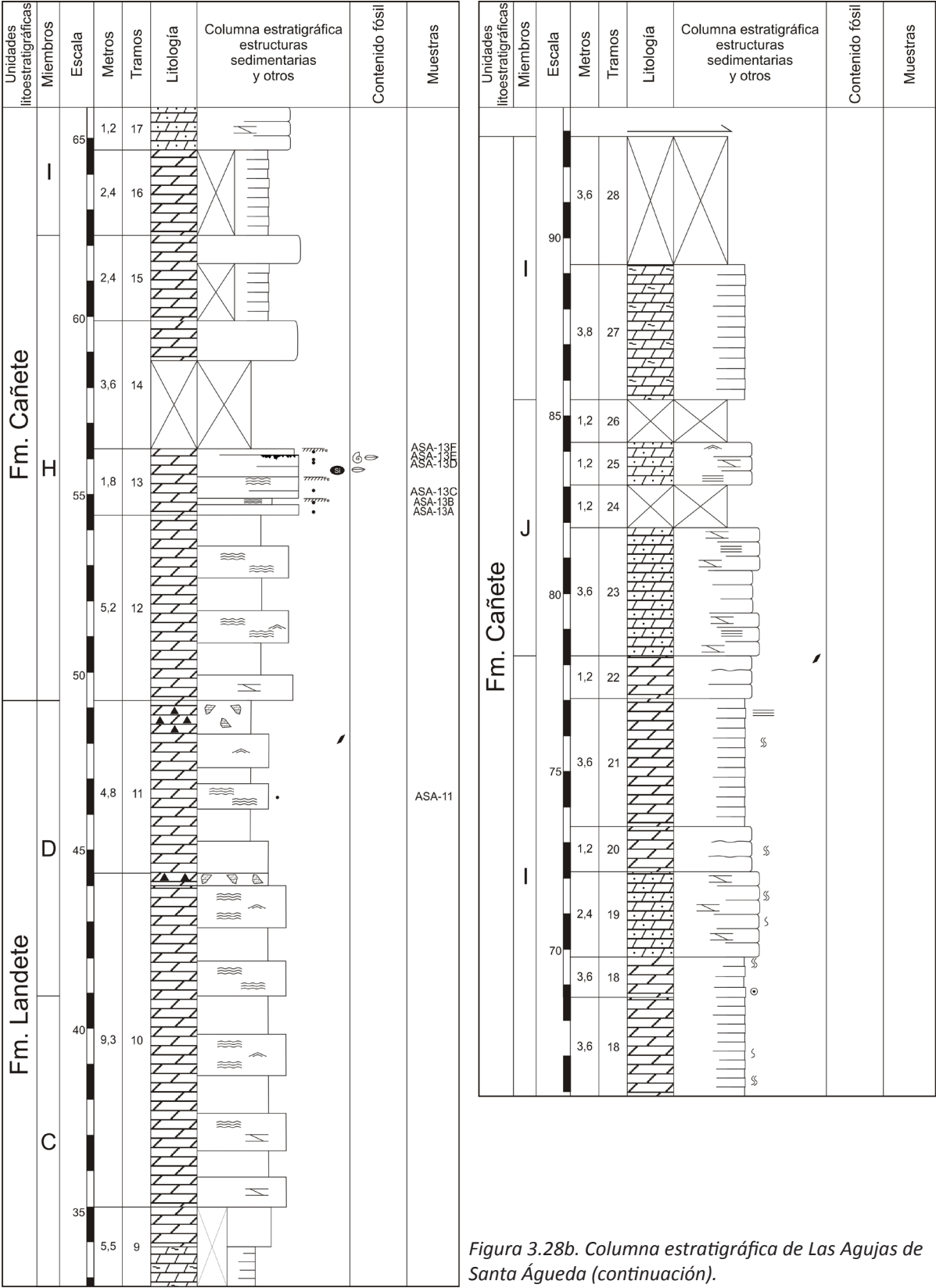


Figura 3.28b. Columna estratigráfica de Las Agujas de Santa Águeda (continuación).

• **Columna de Jarafuel**

La columna se ha levantado en las inmediaciones de los pueblos de Jalance y Jarafuel, en la provincia de Valencia. Corresponde a la Hoja (768) de Ayora. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete y los primeros niveles de la facies Keuper (Fig. 3.29). A 80 m del Km 28 de la carretera N-330, que une los pueblos de Jalance y Jarafuel, hay un entrante que comunica con la carretera vieja, por la que se continúan unos 60 m hasta que se encuentra la base de la serie. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 9' 46.96" N - 1° 4' 30.29" O.

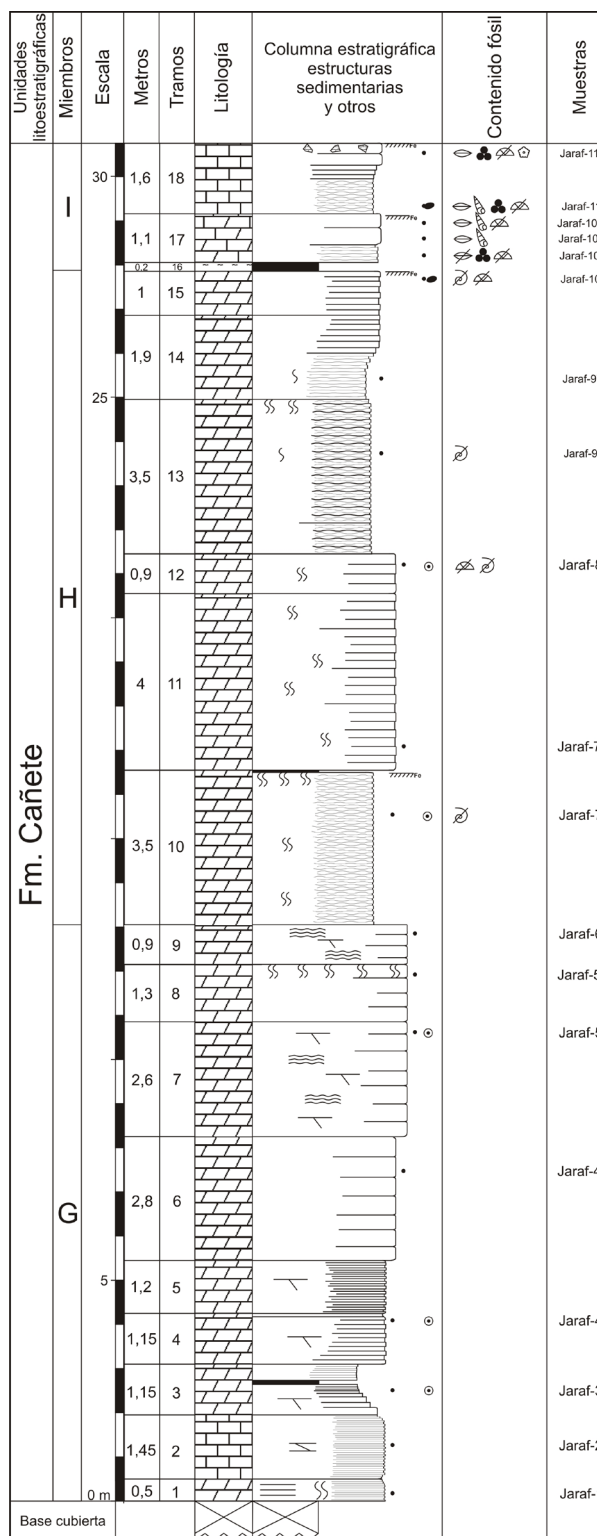


Figura 3.29a. Columna estratigráfica de Jarafuel.
Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005).

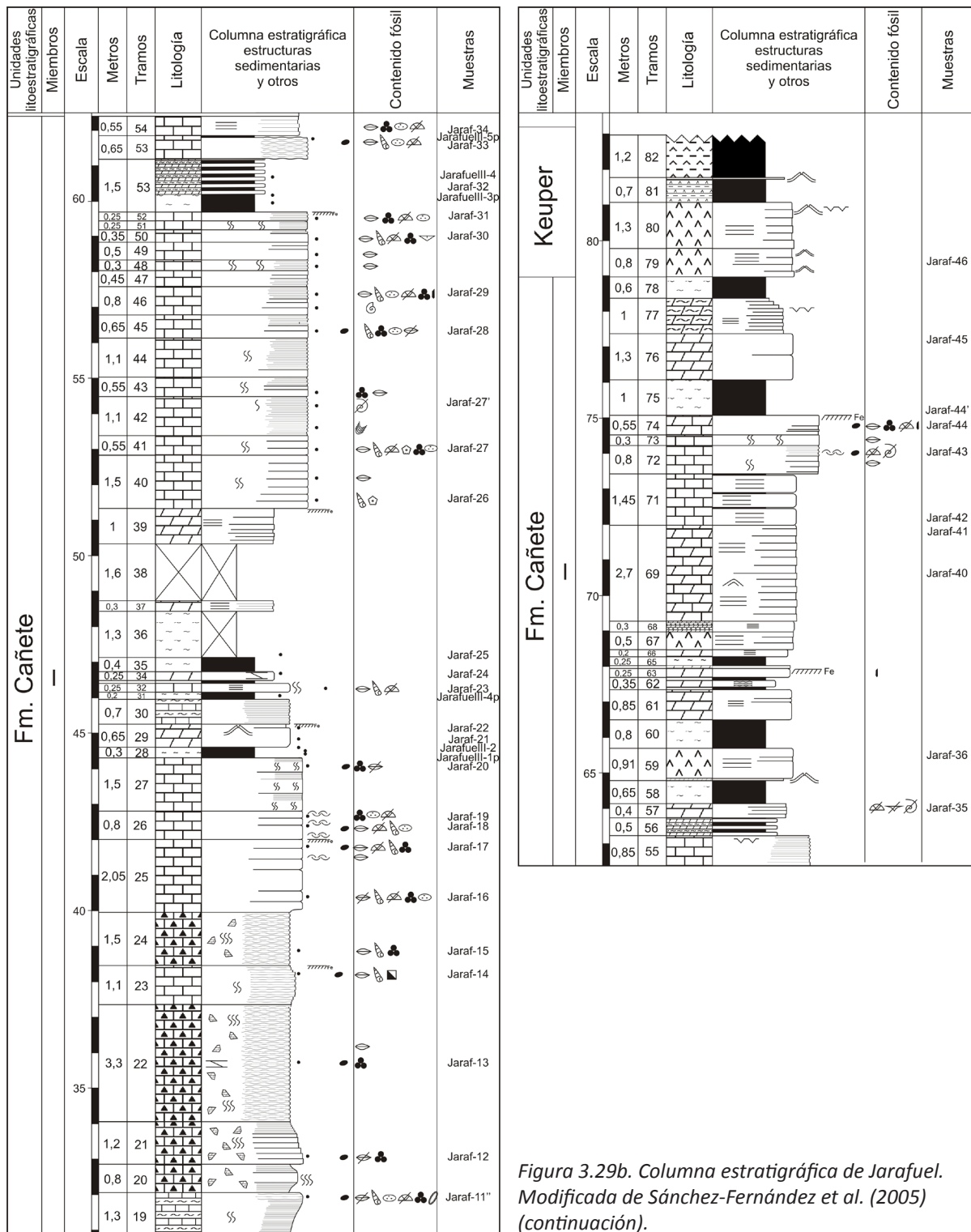


Figura 3.29b. Columna estratigráfica de Jarafuel. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005) (continuación).

- **Columna de Mijares**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Mijares, en la provincia de Valencia. Corresponde a la Hoja (720) de Requena. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.30). La serie está situada entre el Km 7 y 12 de la carretera Cv-429 que une los pueblos de Yátova y Horturas. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 23' 21.11" N - 0° 50' 51.30" O.

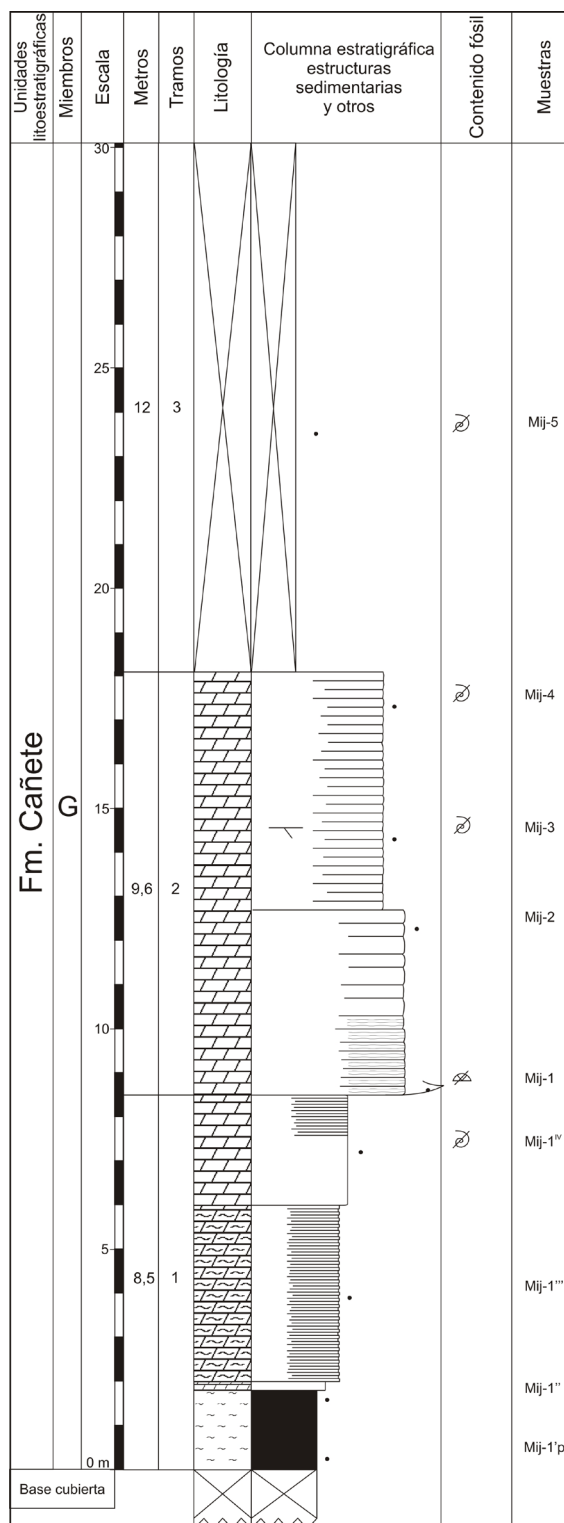


Figura 3.30a. Columna estratigráfica de Mijares. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005).

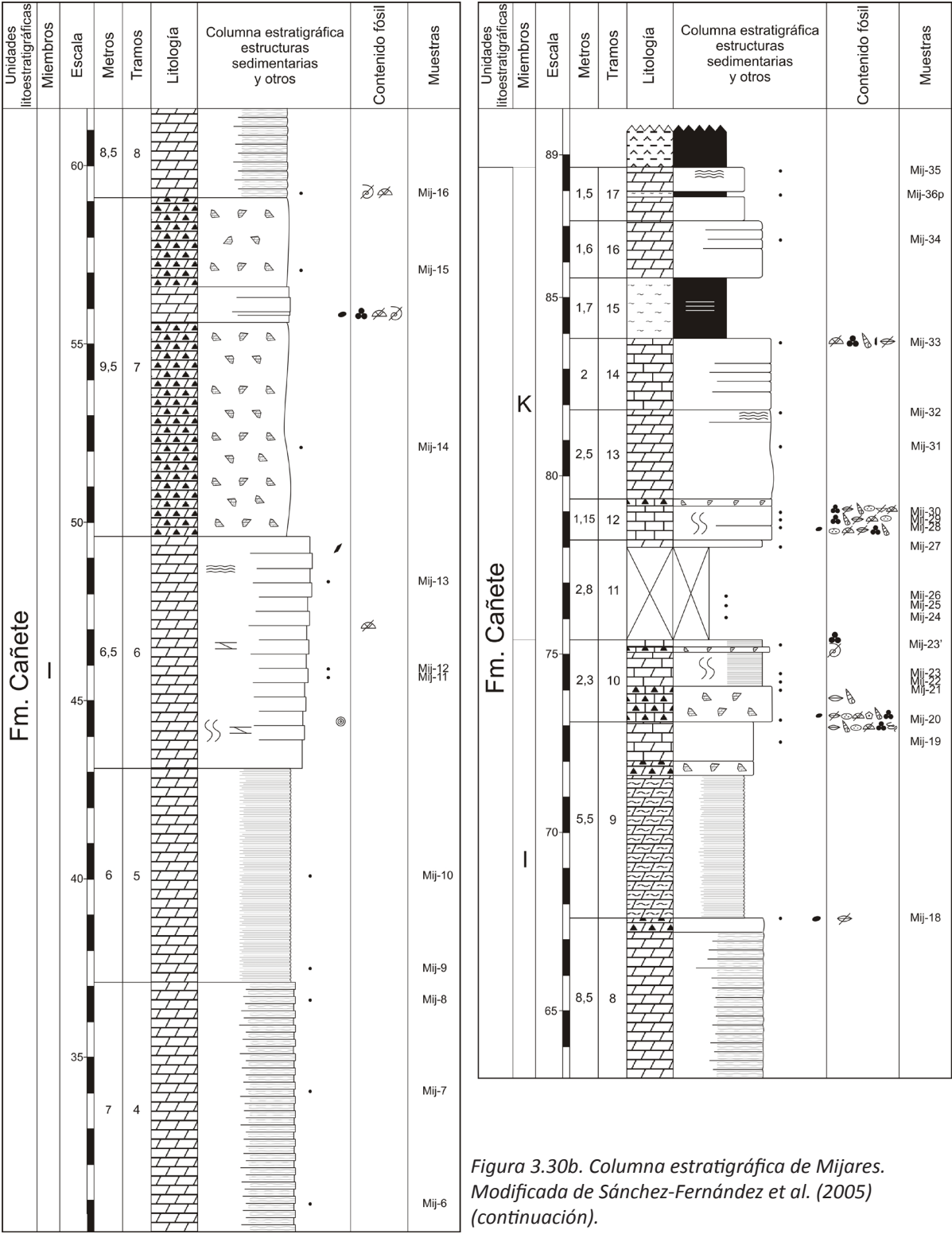


Figura 3.30b. Columna estratigráfica de Mijares. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005) (continuación).

• **Columna de Macastre**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Macastre, en la provincia de Valencia. Corresponde a la Hoja (721) de Cheste. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.31). EL techo de la serie está situado justo en la base del Castillo que hay en el pueblo de Macastre. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 22' 46.93" N - 0° 47' 20.80" O.

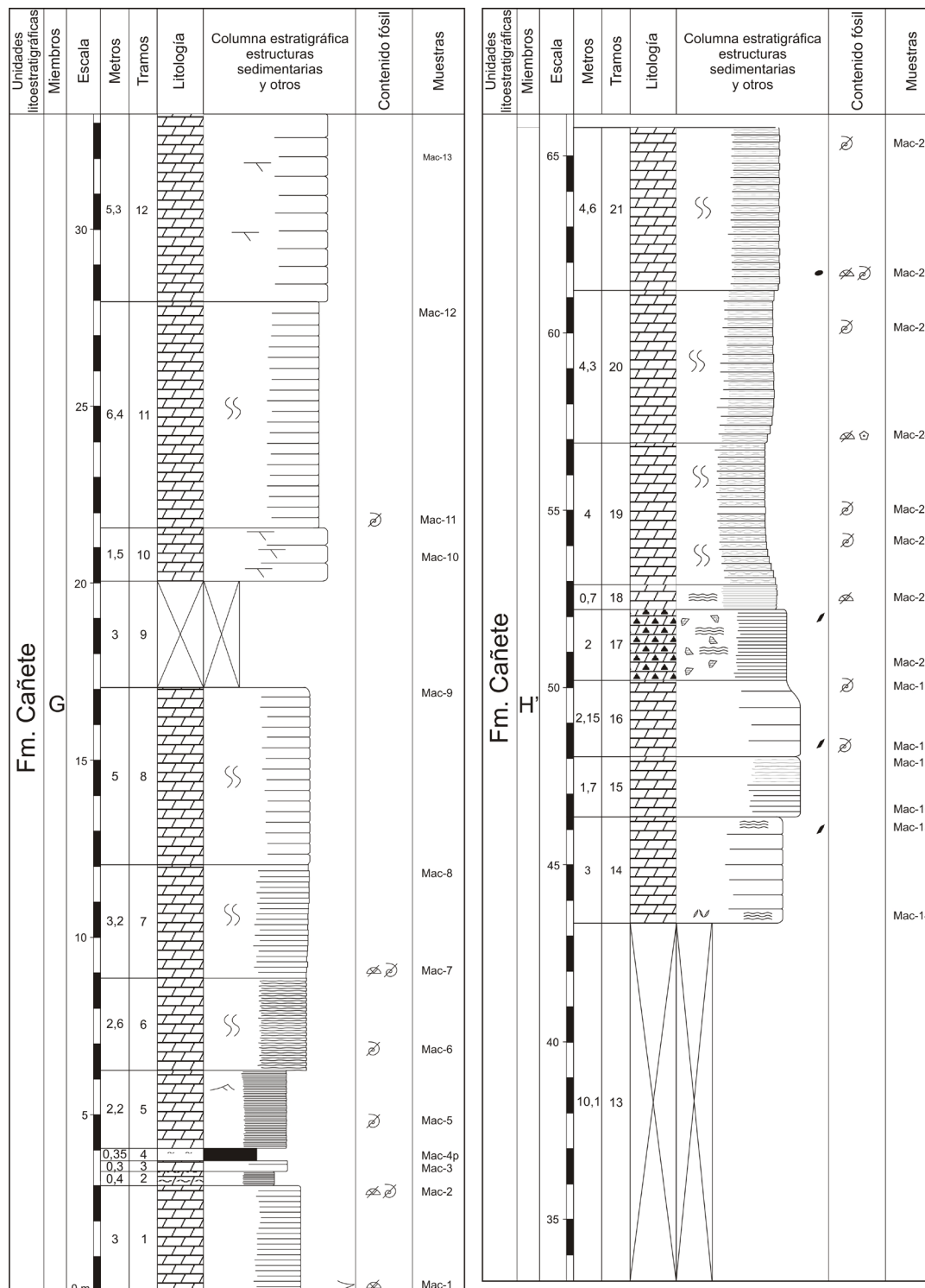


Figura 3.31a. Columna estratigráfica de Macastre. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005).

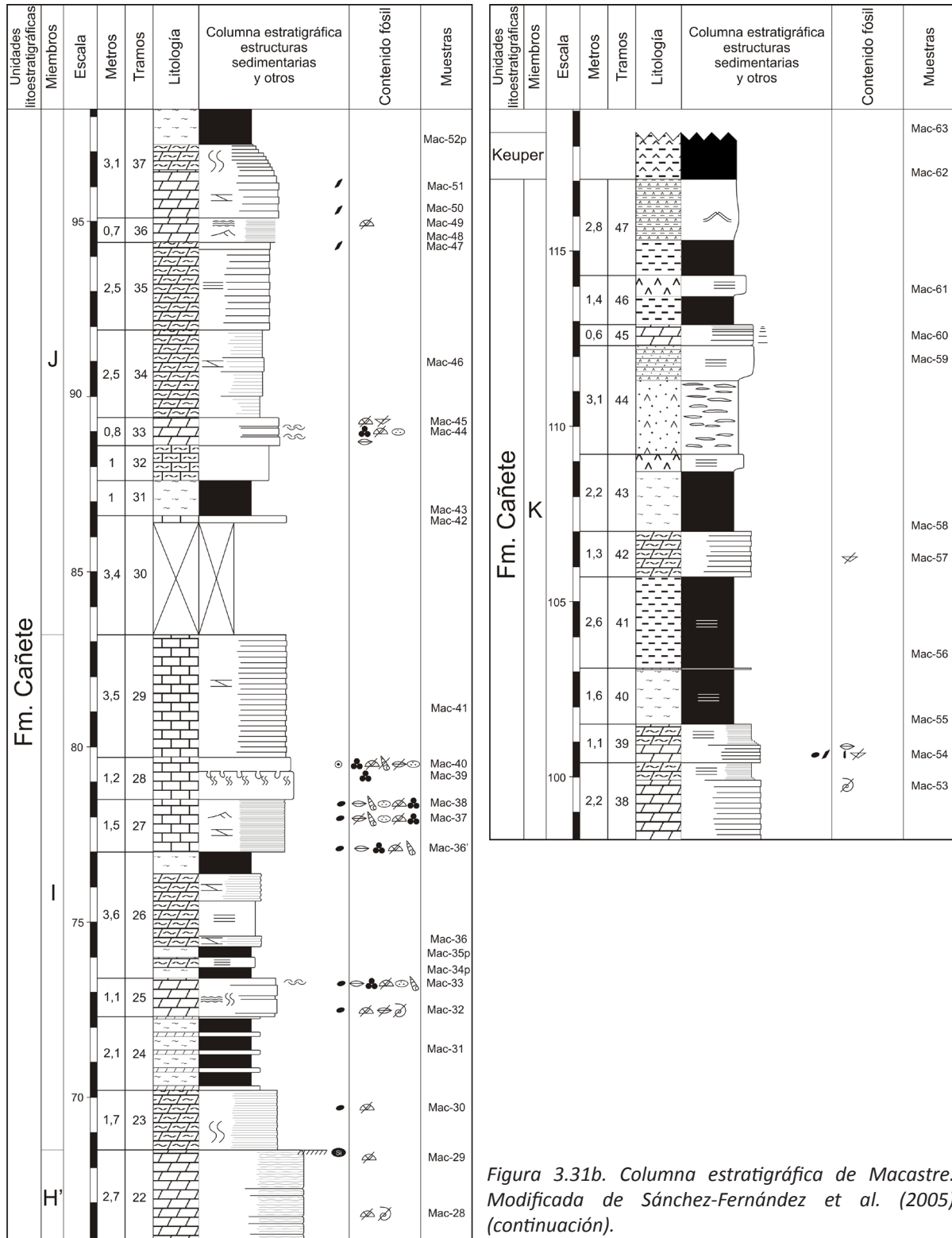


Figura 3.31b. Columna estratigráfica de Macastre. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005) (continuación).

• **Columna de Montserrat**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Montserrat, en la provincia de Valencia. Corresponde a la Hoja (721) de Cheste. Está constituida por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.32). Dentro del pueblo de Montserrat, se toma la Av. Carles Salvador en dirección este hasta encontrar con un camino que sale a la izquierda. Se toma este camino unos 300 m hasta llegar al monte que se encuentra al norte del pueblo y que está constituido por materiales de la Fm. Cañete. La columna se ha realizado en la loma que está a la izquierda del camino. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 21' 47.60" N - 0° 36' 10.20 " O.

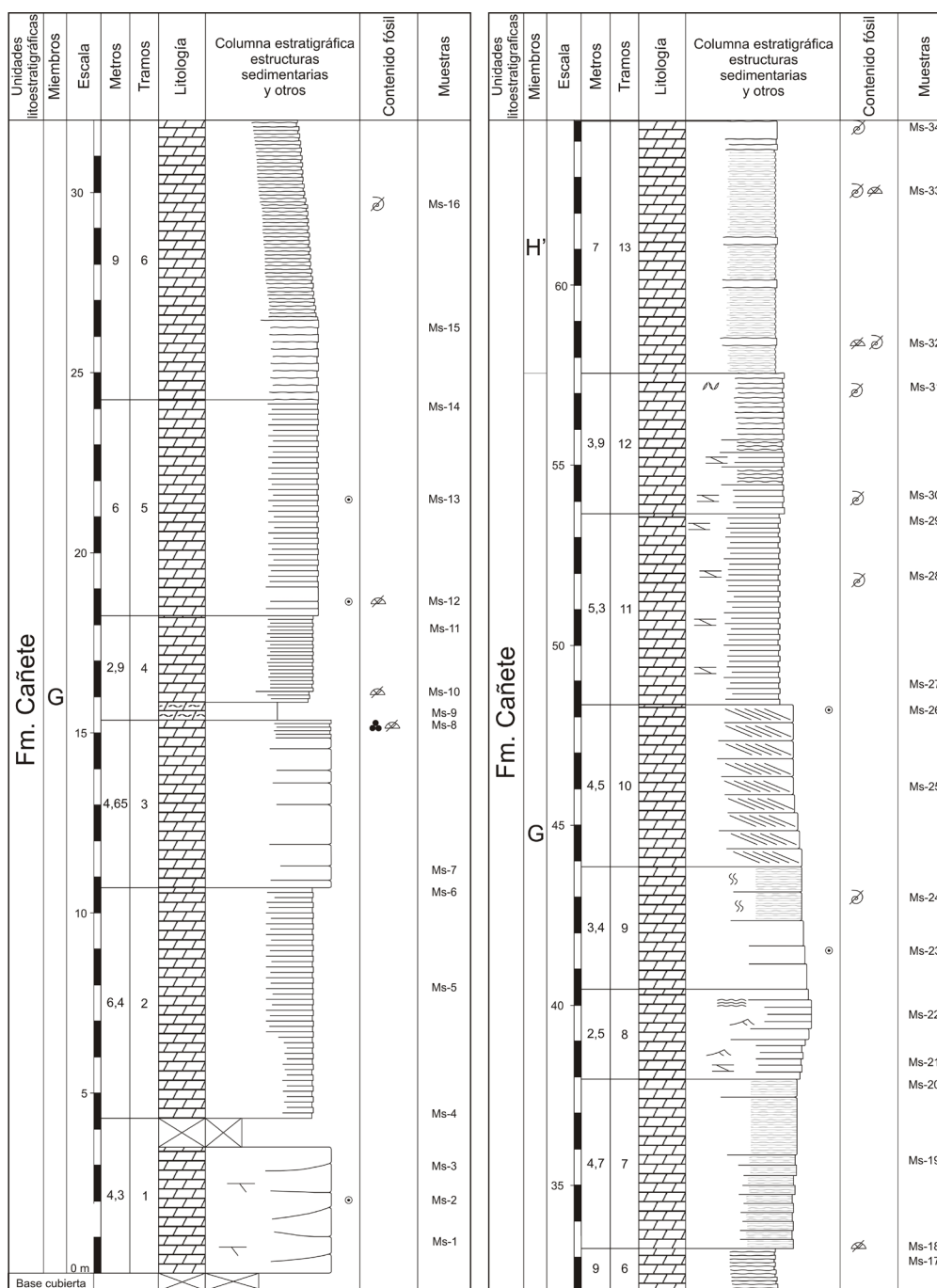
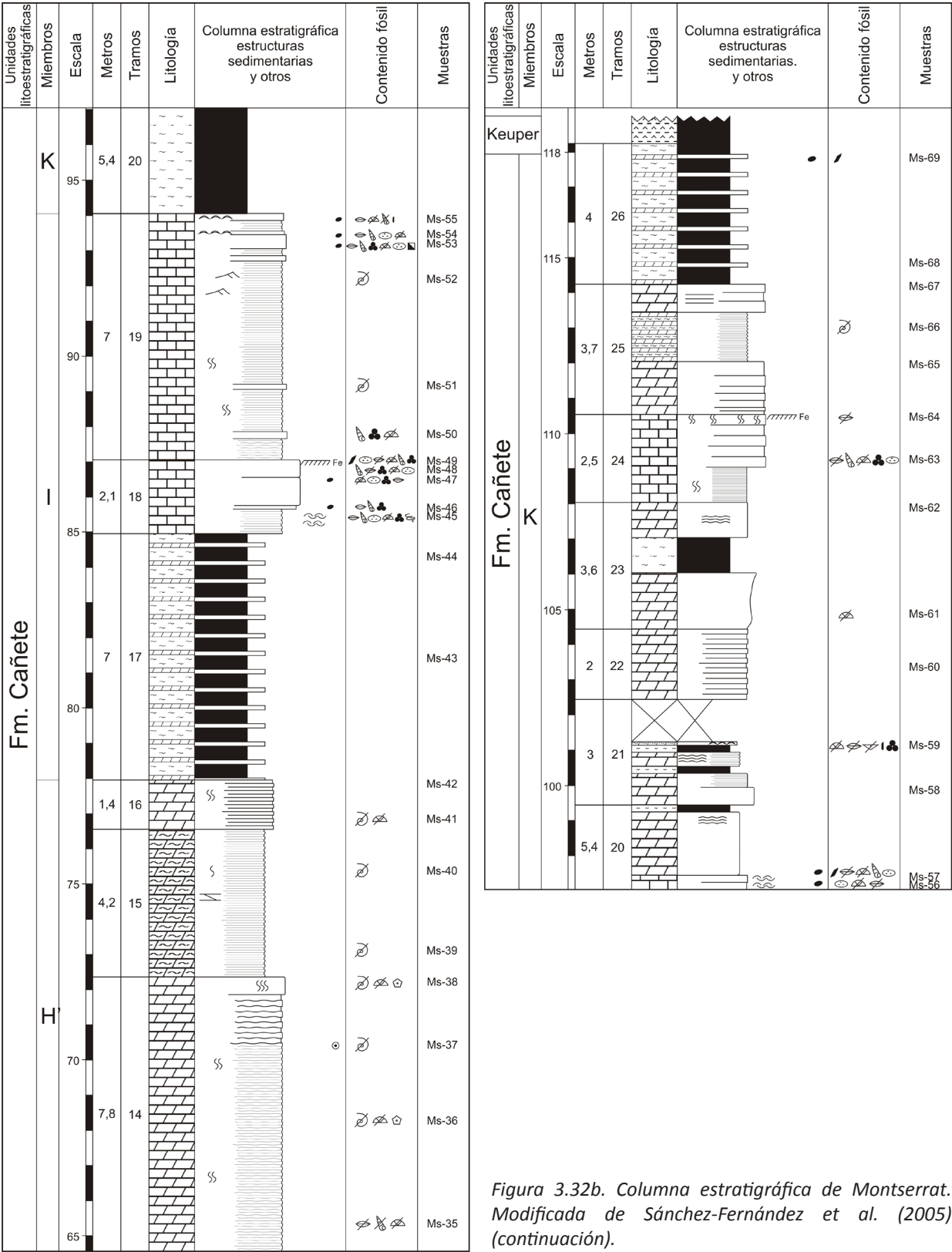


Figura 3.32a. Columna estratigráfica de Montserrat. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005).



- **Columna de Bugarra**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Bugarra, en la provincia de Valencia. Corresponde a la Hoja (695) Liria. Está constituido por materiales de la Fm. Cañete (Fig. 3.33). La serie está situada entre el Km 2 y 3 de la carretera CV-377 que une los pueblos de Pedralba y Bugarra. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 36' 50.64" N - 0° 45' 14.41" O.

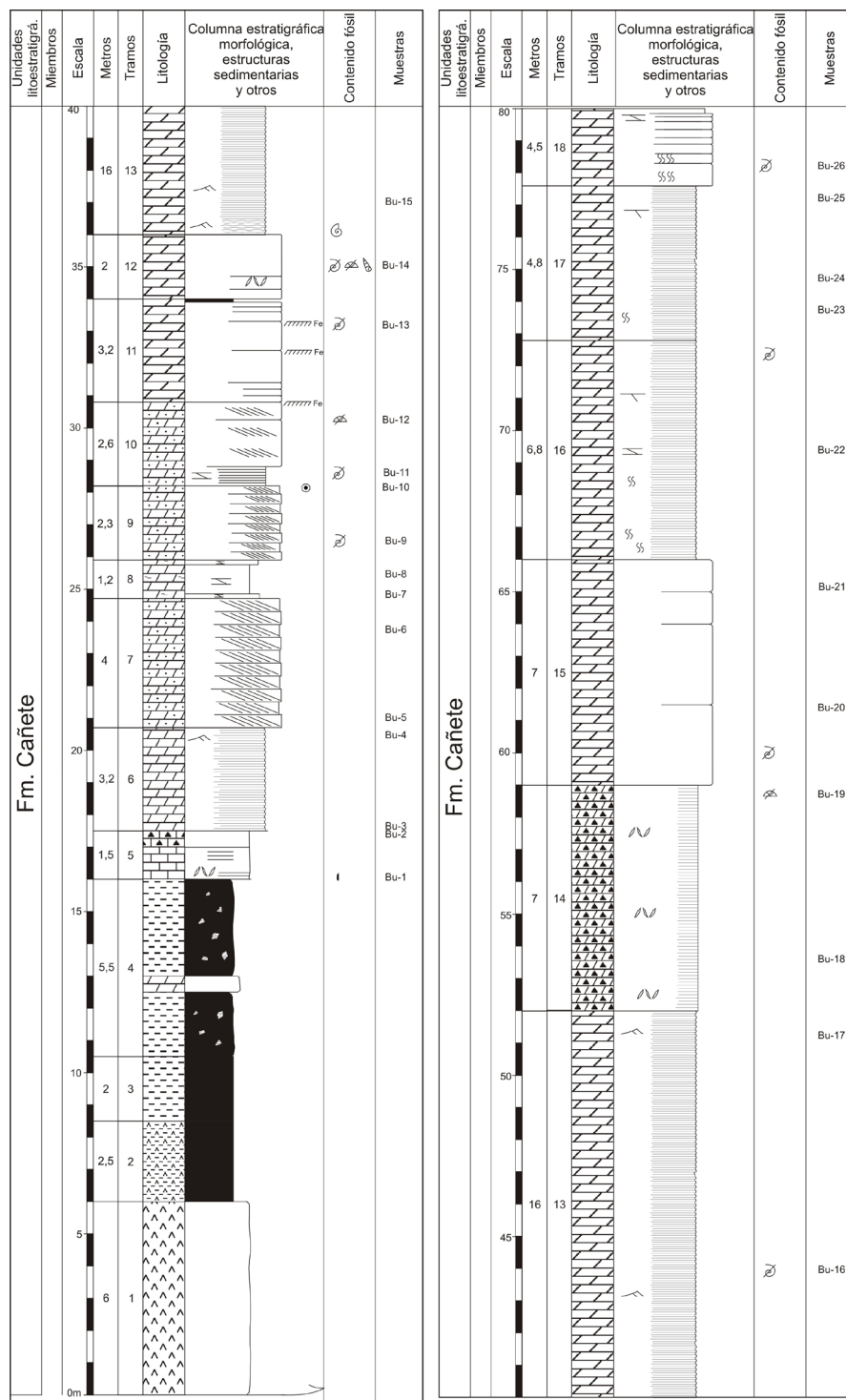


Figura 3.33a. Columna estratigráfica de Bugarra. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005).

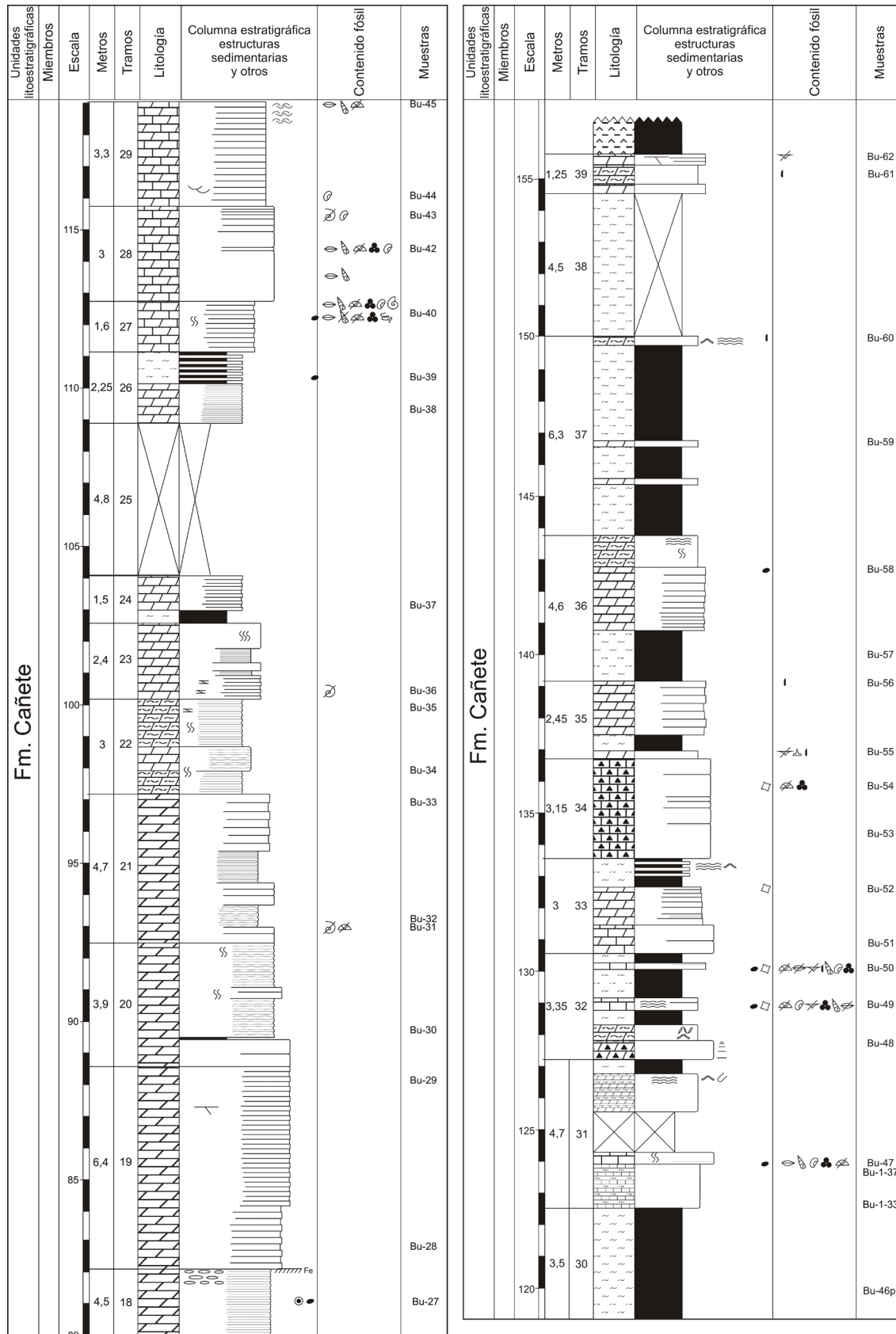


Figura 3.33b. Columna estratigráfica de Bugarra. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005) (continuación).

3.6.2. Columnas de la Cordillera Costero Catalana

3.6.2.1. Muschelkalk inferior

• Columna de Colldejou

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Colldejou, en la provincia de Tarragona. Corresponde a la Hoja (472) de Reus. Está constituida por materiales del *Muschelkalk inferior* (Fig. 3.34). Saliendo de Colldejou, se toma la carretera T-322 dirección Mont-roig del Camp hasta el Km 12,1 donde aparecen los primeros niveles de la serie. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 5' 43.44" N - 0° 53' 45.59" E.

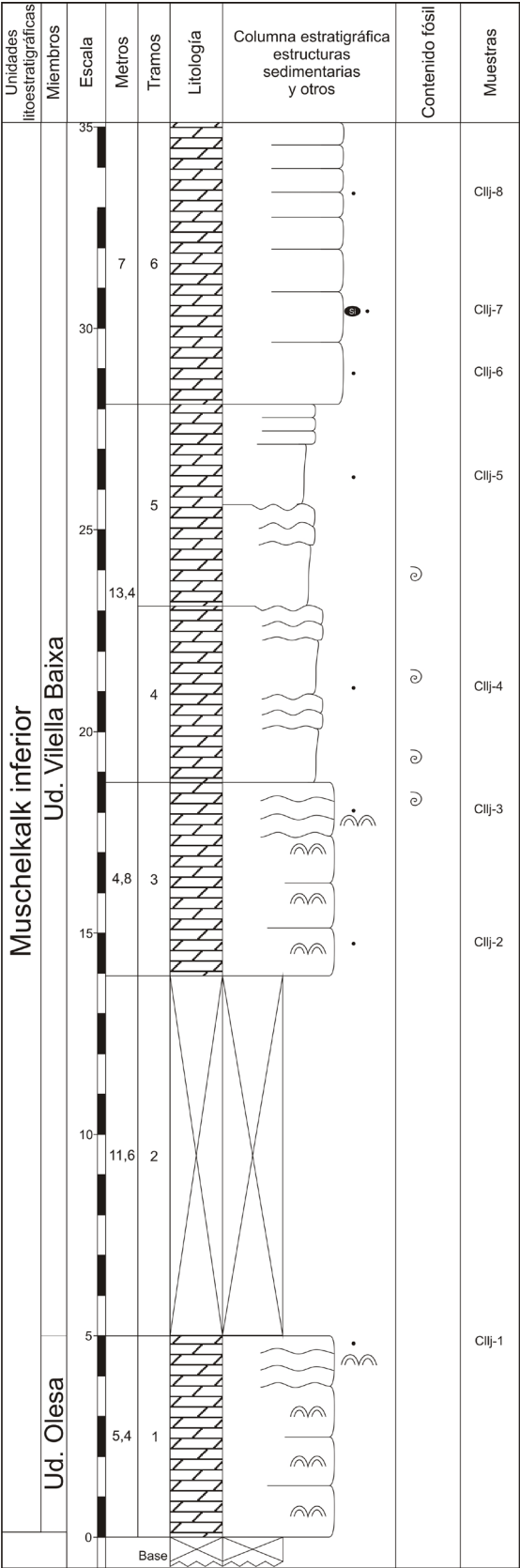


Figura 3.34a. Columna estratigráfica de Colldejou.

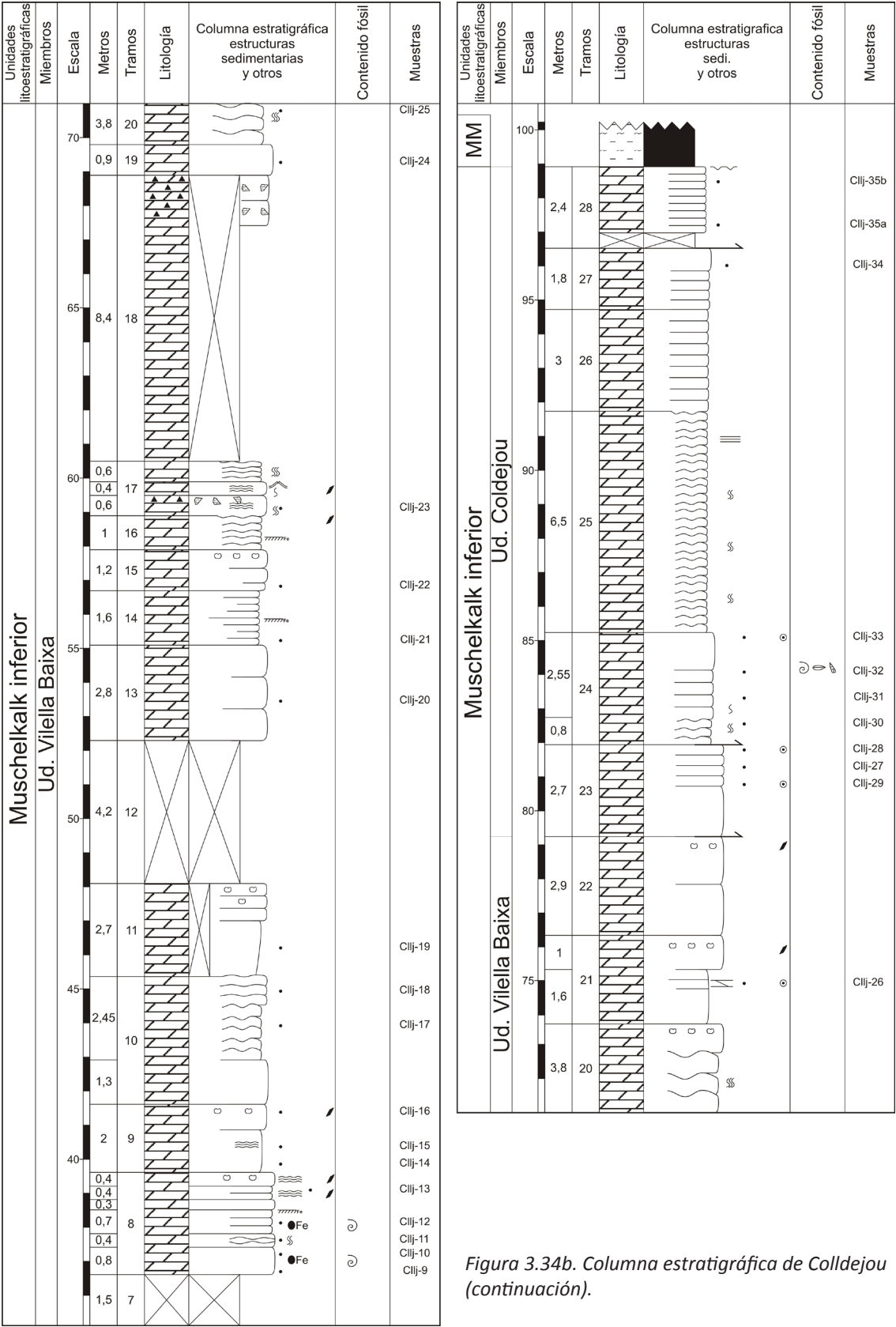


Figura 3.34b. Columna estratigráfica de Coldejou (continuación).

• **Columna de L'Albiol**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de L'Albiol, en la provincia de Tarragona. Corresponde a la Hoja (445) de Cornudella. Está constituida por materiales del complejo lutítico, evaporítico y carbonático superior (*facies Röt*) y del *Muschelkalk inferior* (Fig. 3.35). Se toma la carretera TV-7046 que lleva al pueblo del L'Albiol hasta el Km 4,4 donde, sobre el techo del Buntsandstein, aparecen los primeros niveles del complejo lutítico, evaporítico y carbonático superior (*facies Röt*). La serie del *Muschelkalk inferior* se realiza subiendo por el primer camino que sube a la izquierda de la carretera. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 14' 49.02" N - 0° 6' 9.88" E.

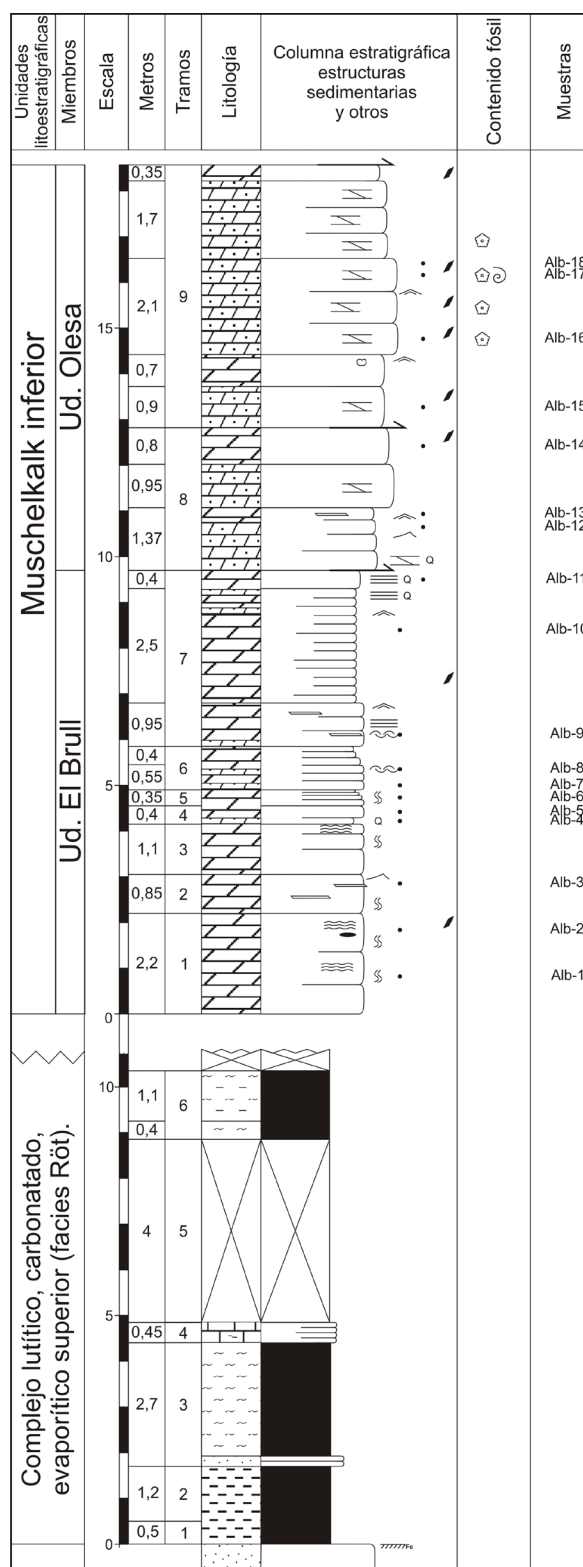
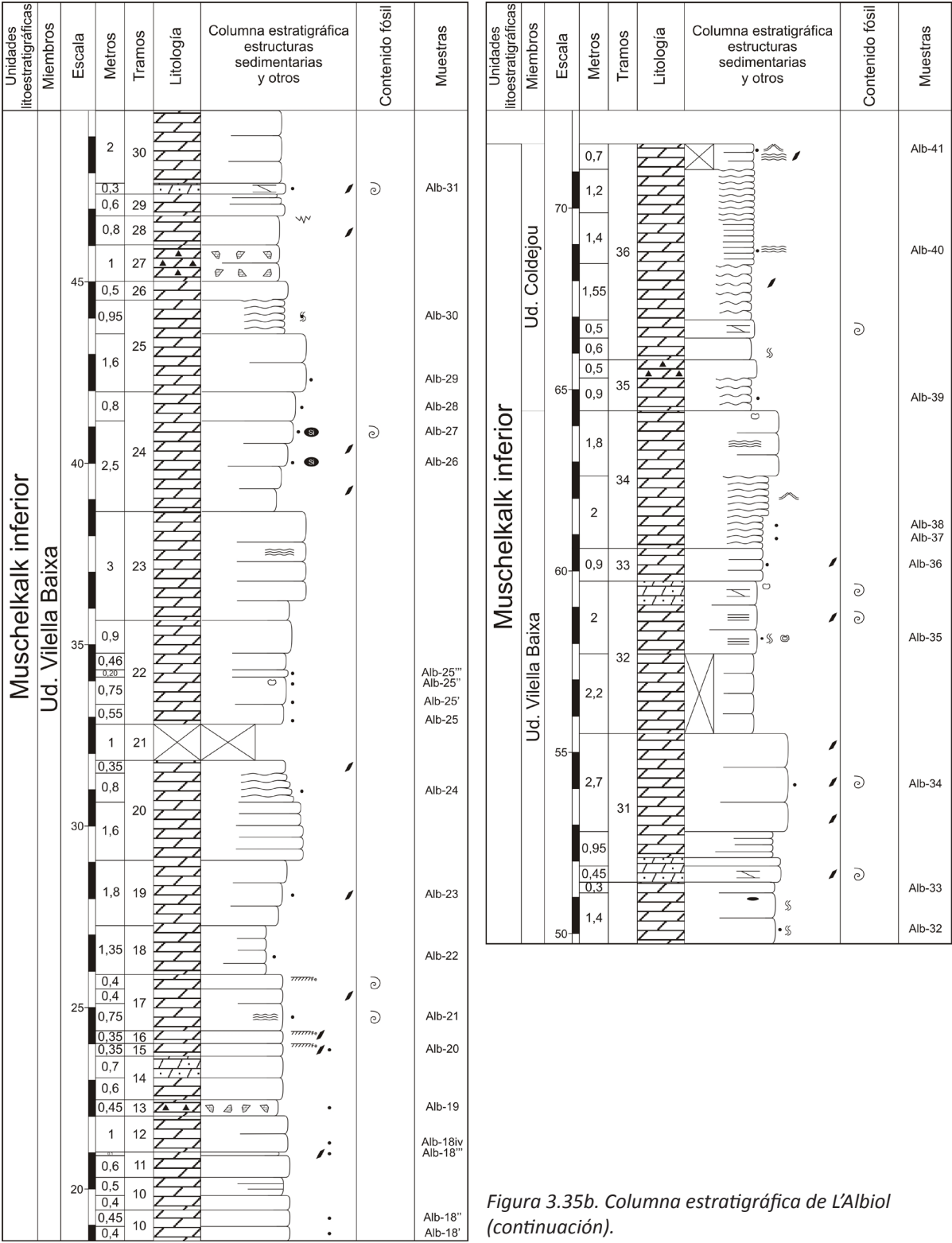


Figura 3.35a. Columna estratigráfica de L'Albiol.



3.6.2.2. Muschelkalk superior

- **Columna de Camposines**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Mora d'Ebre, cerca de la Venta de Camposines, en la provincia de Tarragona. Corresponde a la Hoja (471) de Mora d'Ebre. Está constituida por materiales del *Muschelkalk superior*, aunque la unidad no aflora completa (Fig. 3.36). Tomando la carretera N-420 dirección Mora d'Ebre a la altura del Km 814 se cortan, a la derecha de la carretera, los materiales del *Muschelkalk superior* donde está levantada esta columna. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 6' 7.67" N - 0° 32' 57.43" E.

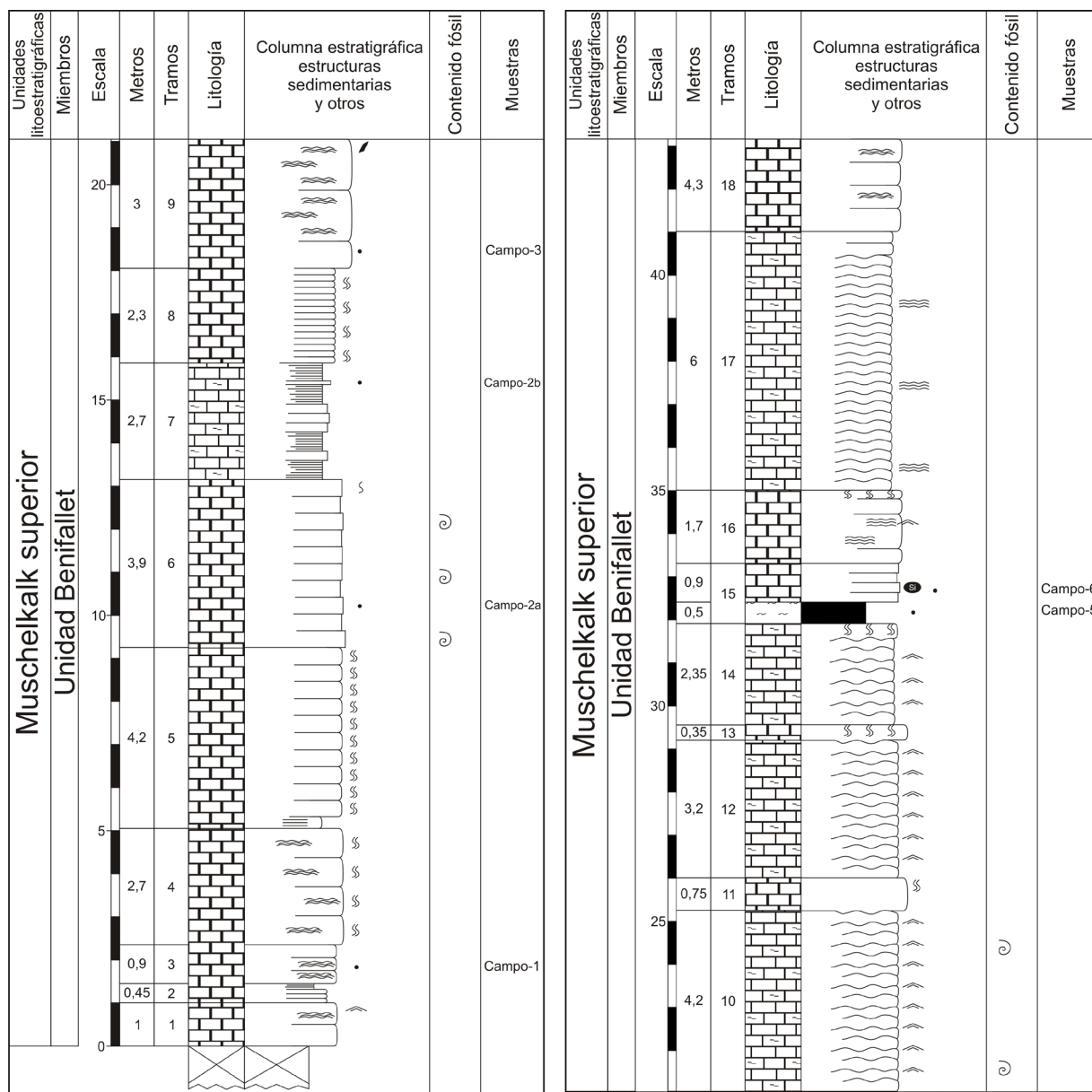


Figura 3.36a. Columna estratigráfica de Camposines.

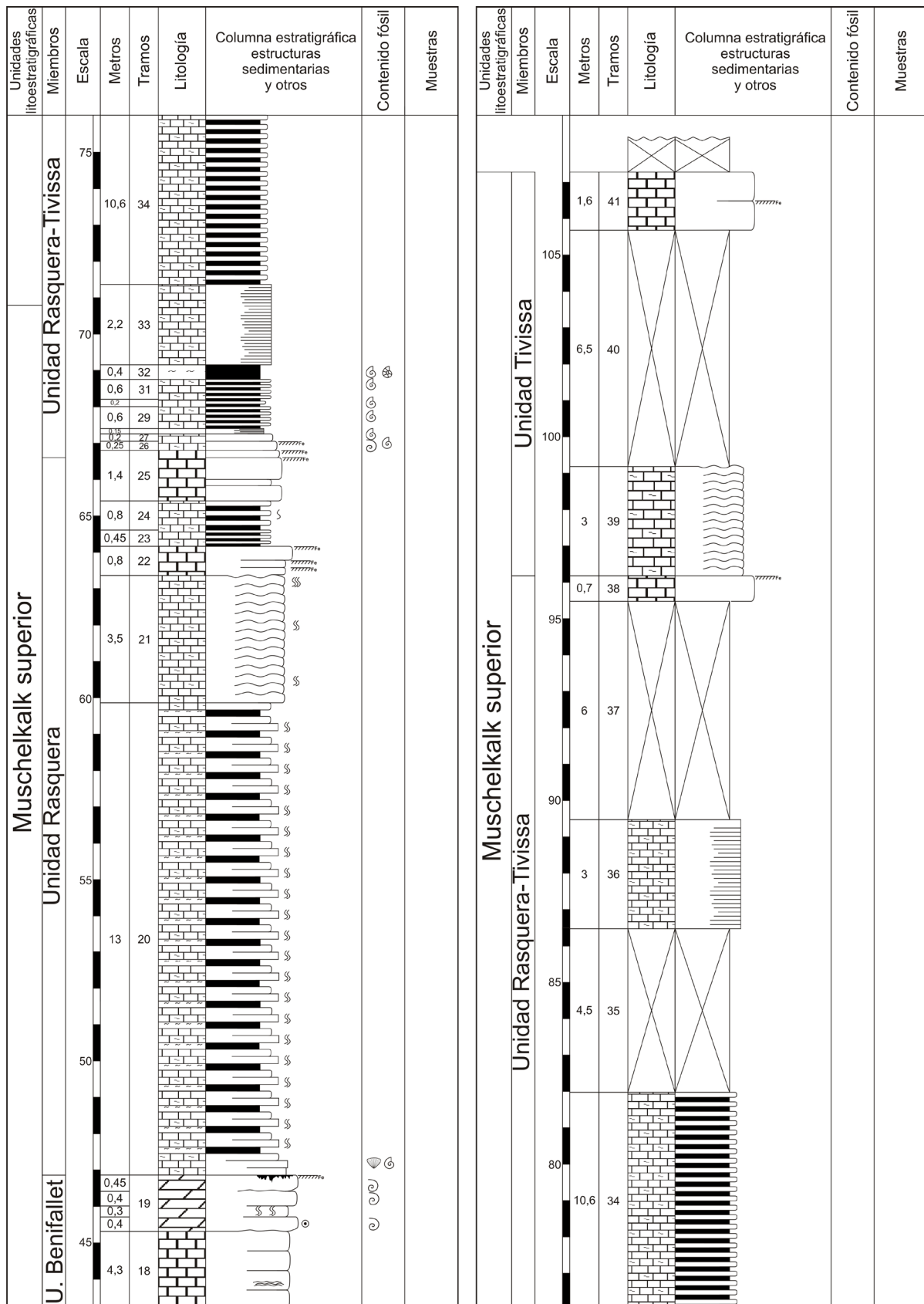


Figura 3.36.b. Columna estratigráfica de Camposines (continuación).

3.6.3. Columnas de Menorca

- ***Columna de Punta de S'Apres***

La columna se ha levantado en Punta d'Enmig entre Cala Fontanelles y Cala d'Algariens, cerca de Cala Morel en el Municipio de Ciutadella, en Menorca. Corresponde a la Hoja (617) de Cap Menorca y Ciutadella. Está constituida por los últimos niveles de la Fm. Lutitas y Areniscas de Son Serralta (facies Röt), y por materiales de la Fm. Monte Toro, la Fm. Arenal d'en Castell y la Fm. Fontanelles (Fig. 3.37). Saliendo de Ciutadella por el noreste, se toma el Camí d'Algaiarens durante unos 3.500 m hasta llegar al cruce con la carretera que va a Cala Morell y a Algaiarens. Se continúa 3 km dirección Algaiarens por una carretera estrecha, hasta llegar a una intersección en la que sale un camino a la izquierda. Se toma este camino durante unos 780 m hasta llegar a la Platja des Tancat, donde se toma un camino de tierra que sale a la izquierda de la misma, y que lleva a Cala Fontanelles. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 2' 47.54" N - 3° 55' 11.05" E.

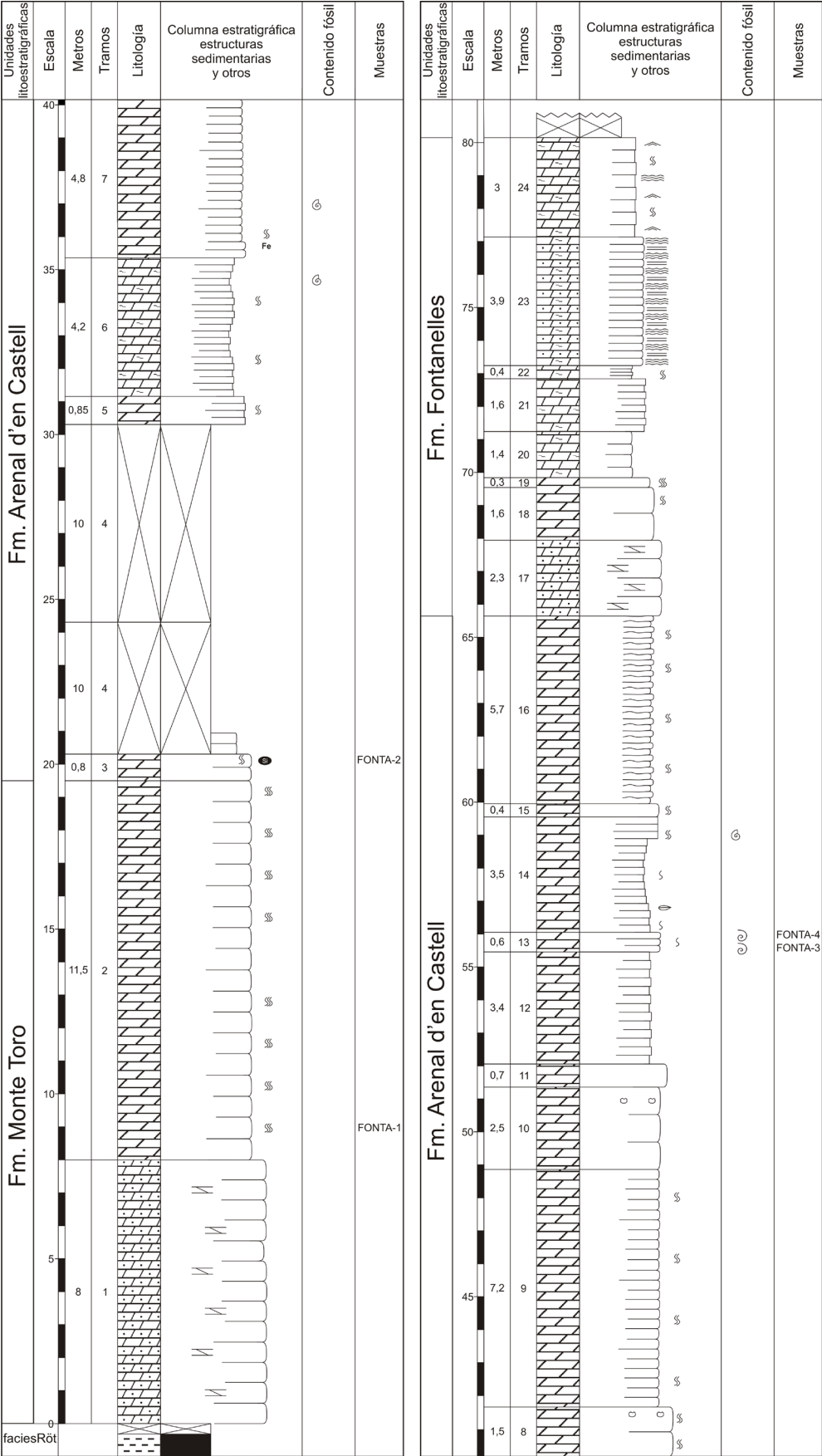


Figura 3.37. Columna estratigráfica de Punta de S'Apres

- ***Columna de Sa Punta d'es Vernis***

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Santa Teresa, en el municipio de Es Mercadal de Menorca. Corresponde a la Hoja (618) de Fornells. Está constituida por materiales de la Fm. Monte Toro, la Fm. Arenal d'en Castell y la Fm. Fontanelles. La base de la columna está cubierta por el mar (Fig. 3.38). Se sale de Es Mercadal por la Carretera Camide Tramuntana dirección Caballería. Se sigue por esta carretera algo más de 6 km hasta el cruce con la Carretera Camides Far, donde se toma el desvío hacia la derecha en dirección Cap de Caballeria y Santa Teresa. Se continúa por esta carretera unos 3 km hasta llegar al aparcamiento que da acceso a la Playa de Caballeria y a Cala Roja. Se baja por el camino hasta Cala Roja. Se atraviesa la cala y se coge el camino que sale a la derecha y que va a la Punta d'es Vernis. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 2' 47.54" N - 3° 55' 11.05" E.

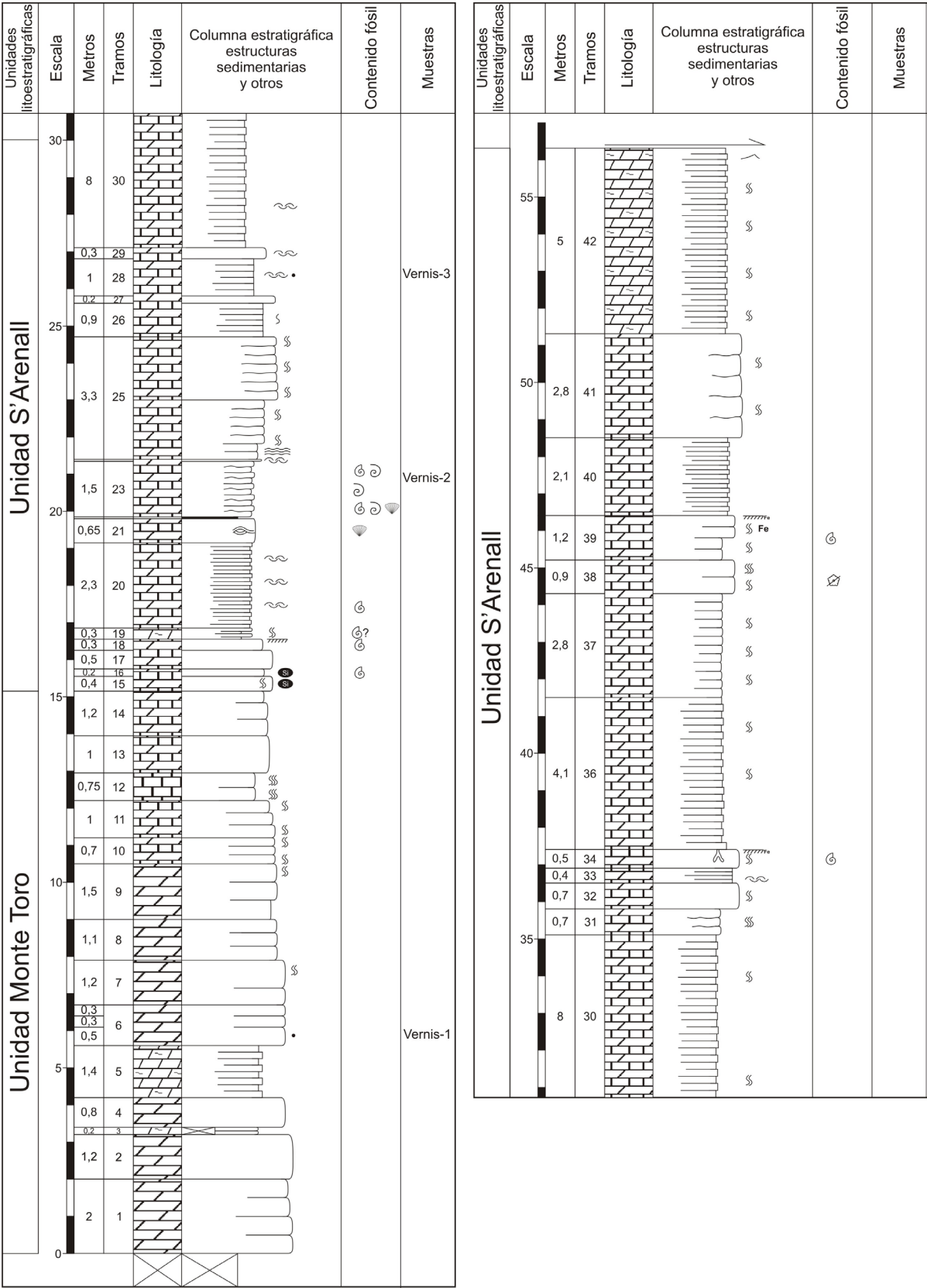


Figura 3.38. Columna estratigráfica de Punta d'es Vernis

• **Columna de El Toro**

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Es Mercadal, en el municipio de Es Mercadal de Menorca. Corresponde a la Hoja (646) de Cala en Brut y Alayor. Está constituida por la parte superior de la Fm. Lutitas y Areniscas de Son Serralta (facies Röt) y los materiales de la Fm. Monte Toro, la Fm. Arenal d'en Castell y la Fm. Fontanelles (Fig. 3.39). Se sale de Es Mercadal por la Carretera 721-1, que va al Monte El Toro, hasta la altura del Km 1.1 donde se encuentra la base de la sección. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 59' 20.86" N - 4° 6' 19.87" E.

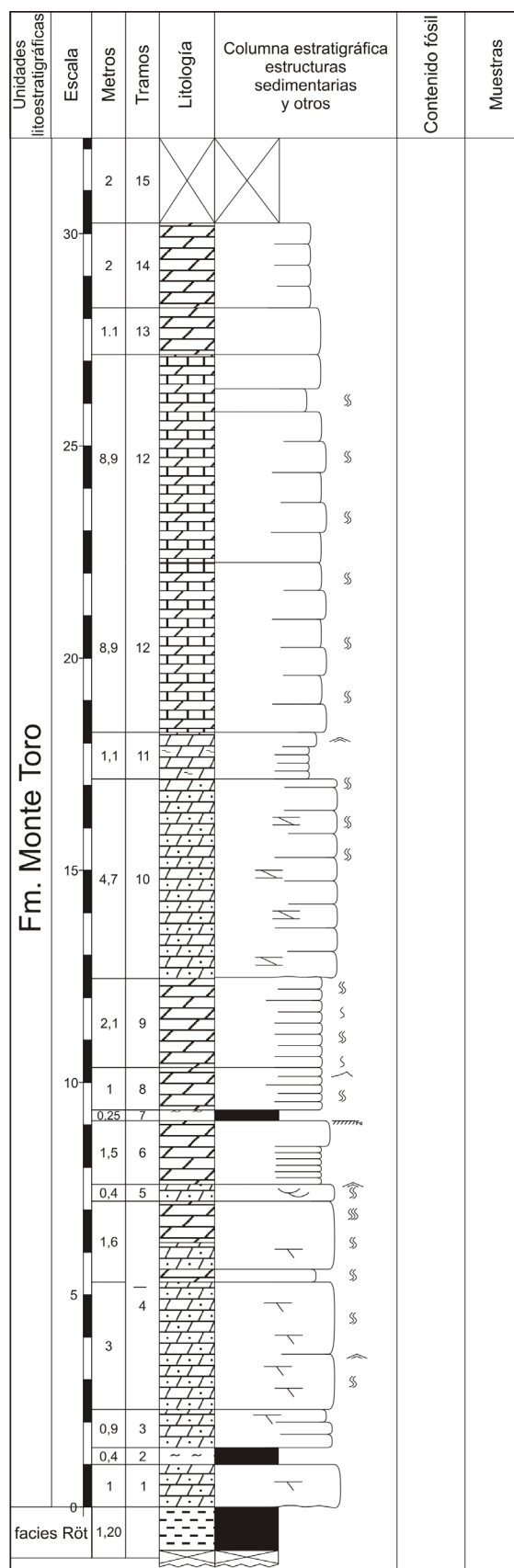
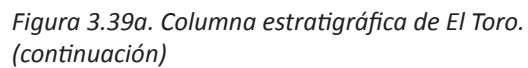


Figura 3.39a. Columna estratigráfica de El Toro.



- *Columna de Arenal d'en Castell*

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Arenal d'en Castell, en el municipio de Es Mercader de Menorca. Corresponde a la Hoja (619) de Son Saura. Está constituida por los materiales de la Fm. Monte Toro, la Fm. Arenal d'en Castell y la Fm. Fontanelles. La base de la sección está cubierta por el mar (Fig. 3.40). La sección esta levantada en el pequeño cabo que se encuentra a la derecha de la playa de Arenal d'en Castell. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 1' 27.96" N - 4° 10' 52.04" E.

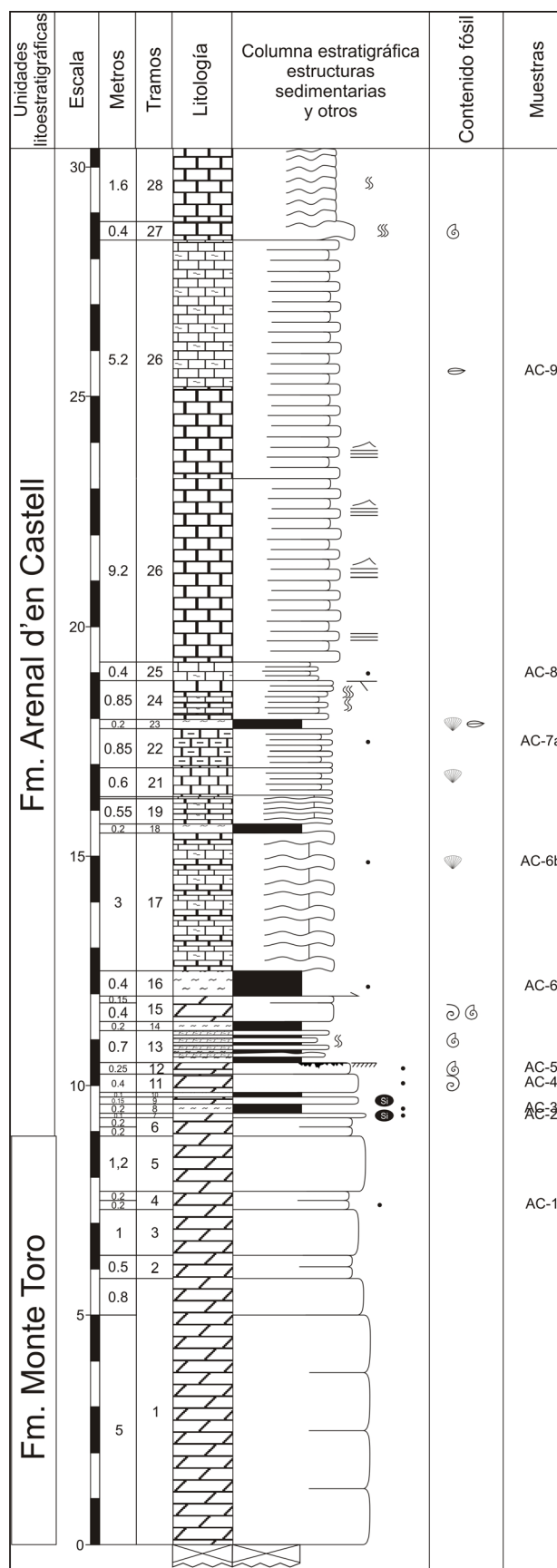
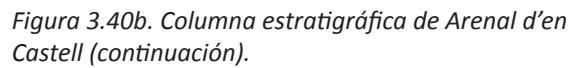


Figura 3.40a. Columna estratigràfica de Arenal d'en Castell.



- ***Columna de Turdonell de Dalt***

La columna se ha levantado al norte del termino municipal de Mahón de Menorca. Corresponde a la Hoja (647) de Mahón. Está constituida por el techo de la Fm. Lutitas y Areniscas de Son Serralta (facies Röt) y los materiales de la Fm. Monte Toro, la Fm. Arenal d'en Castell y la Fm. Fontanelles, presentando un tipo de Triásico Levantino-Balear (Fig. 3.41). Se sale de Mahón por la carretera PM-710 hasta pasar el Km 8, después del cual se toma el primer desvío que sale a la derecha en dirección Favàritx. Se continúa por esta carretera algo menos de 2 km hasta la entrada a la finca llamada Turdonell de Dalt, a la izquierda de la cual está la serie. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 57' 48.73" N - 4° 13' 29.44" E.

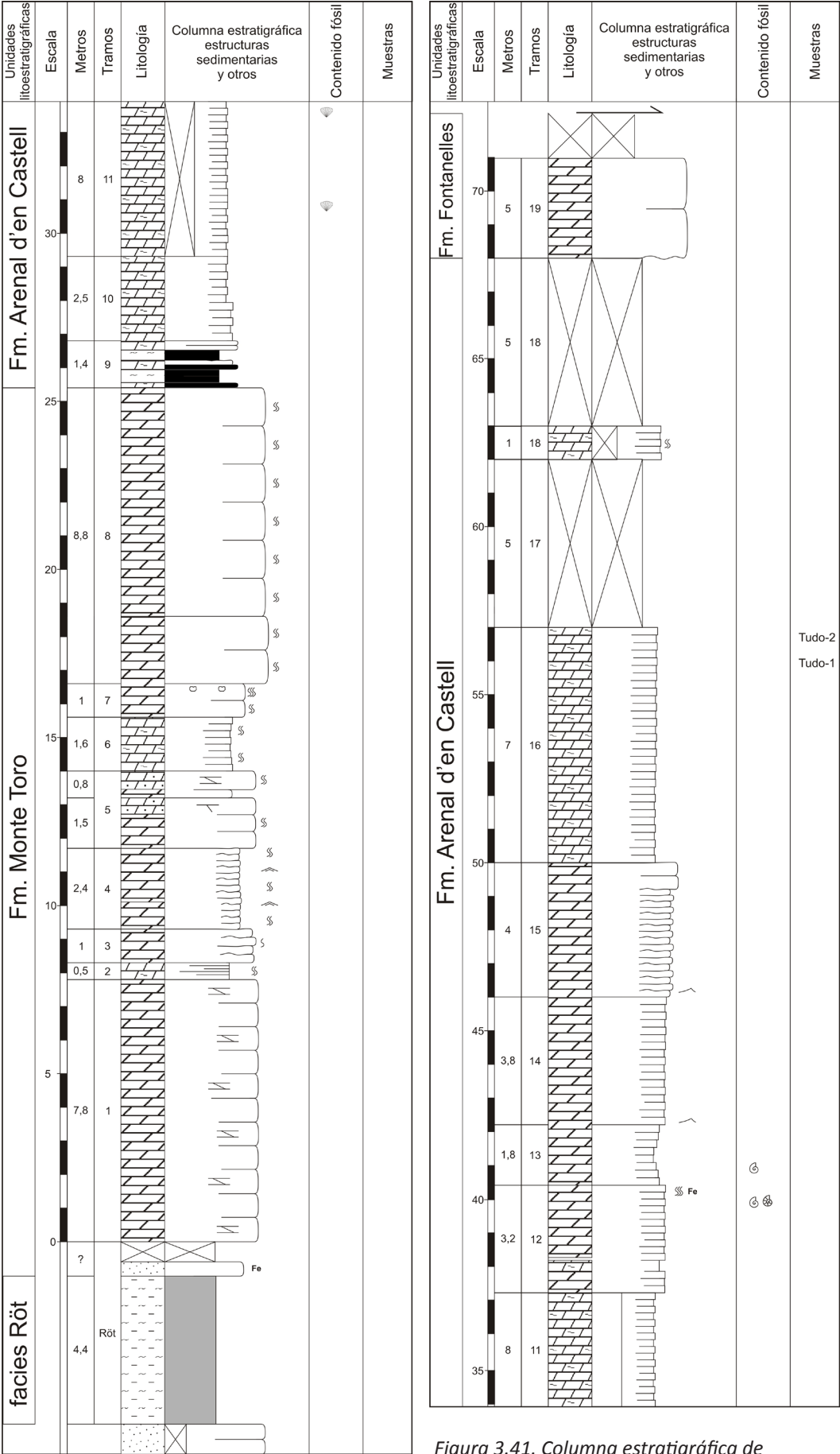


Figura 3.41. Columna estratigráfica de Turdonell de Dalt.

4. CONTENIDO PALEONTOLÓGICO, BIOCRONOESTRATIGRAFÍA Y PALEOBIOGEOGRAFÍA

4. CONTENIDO PALEONTOLÓGICO

4.1. INTRODUCCIÓN

Se ha avanzado mucho desde que comenzaran los primeros estudios de la facies Muschelkalk del Triásico de España y se citaran sus primeros fósiles (De Verneuil y Collomb, 1853). Este avance se ha debido a los trabajos paleontológicos que se han realizado desde entonces en estos materiales, entre los que destacamos: De Verneuil (1854), Hermitei (1879), Nolan (1887), Mojsisovics (1882, 1887), Tornquist (1909, 1916), Fallot (1923), Bataller y Guerin (1930), Schmidt (1932a, 1932b, 1936), Hollister (1934), Virgili (1958), Bourrouilh (1973), Llompарт et al. (1987), Márquez-Aliaga (1983), Goy (1995), Márquez-Aliaga y García-Gil (1991), Márquez (1994, 2005), Márquez-Aliaga y Martínez (1996), López-Gómez et al. (1998), Plasencia-Camps (2009) y Ros-Franch (2009). Una conclusión que se obtiene de estos estudios es que los sedimentos marinos del Triásico en Iberia se caracterizan por presentar un registro fósil relativamente escaso, con poca diversidad específica, y formado mayoritariamente por especies cosmopolitas y por ejemplares de tamaño reducido. Estas características, seguramente se deben a los importantes procesos de dolomitización que sufren estos materiales y a los ambientes sedimentarios dominantes.

El principal objetivo de este capítulo es realizar una síntesis del contenido paleontológico de la facies Muschelkalk en el marco de la nueva estratigrafía propuesta. La finalidad es obtener la mayor información posible de tipo paleoambiental, bioestratigráfica, cronoestratigráfica y paleobiogeográfica. Para todo ello se han integrado los datos paleontológicos publicados por diferentes autores y los datos procedentes de los fósiles recogidos durante la realización de esta tesis. Además todos estos datos se comparan con los de otros sectores del Tethys occidental.

Los grupos fósiles más abundantes en la unidad carbonática inferior (Fm. Landete y *Muschelkalk inferior*) son: equinodermos, bivalvos, foraminíferos y gasterópodos, apareciendo minoritariamente algunas asociaciones de pólenes y braquiópodos. En general la conservación de los ejemplares no es muy buena, siendo pocos los que se han podido clasificar. En la segunda unidad carbonática, el contenido fósil es más abundante que en la unidad inferior, lo que ha permitido describir numerosos ejemplares y asociaciones dentro de la Fm. Cañete, el *Muschelkalk superior* y la Fm. Arenal d'en Castell. Los grupos fósiles más representados en esta unidad son: bivalvos, foraminíferos, ammonites, conodontos, equinodermos y gasterópodos, presentando también en menor medida braquiópodos, restos de algas verdes y rojas, restos de peces y algunos restos de vertebrados.

Para la consecución de este trabajo paleontológico se ha contado con la colaboración de varios especialistas, tal y como se expone a continuación:

-Macrofósiles: Para la revisión y clasificación de los ammonites se ha contado con la colaboración del Dr. Antonio Goy, de la Universidad Complutense de Madrid. La clasificación

del resto de macrofósiles aquí nombrados ha sido realizada por la Dra. Ana Márquez-Aliaga del Departamento de Geología de la Universidad de Valencia. Cabe reseñar que, por su relevancia para esta tesis, Las implicaciones bio- y cronoestratigráficas de los ammonites, y la información paleobiogeográfica que aportan se desarrollan en detalle en sus correspondientes apartados.

-Microfósiles: Durante el estudio de microfacies realizado con las láminas delgadas hechas de las muestras recogidas en el campo, se han encontrado puntualmente niveles, en general de tempestitas, que presentan abundantes microfósiles relativamente bien preservados. Entre ellos, se han encontrado: foraminíferos, fragmentos de equinodermos, algas rojas y verdes, conodontos, dientes y escamas de peces. Los foraminíferos, equinodermos y algas han sido clasificados por el Dr. Leopoldo Márquez, del Departamento de Geología de la Universidad de Valencia. Los conodontos han sido estudiados por el Dr. Pablo Plasencia. Sobre los dientes de micropeces no seláceos (condrictios), actualmente Cristina Pla está realizando una tesis doctoral en la Universidad de Valencia, dirigida por el Dr. Hector Botella.

-Asociaciones de polen y esporas: Hay citadas algunas asociaciones de pólenes y esporas, sobre todo en el techo de la facies Röt en la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, en el techo de la Fm. Cañete en el tránsito con las facies Keuper en la Cordillera Ibérica, y en el *Muschelkalk superior* y en la base del Keuper en la Cordillera Costero Catalana. Durante la realización de este estudio se han recogido muestras nuevas para realizar análisis palinológicos en las localidades de Boniches, Henarejos, Jarafuel, Río Martín (Cordillera Ibérica) y Camposines (Cordillera Costero Catalana), con resultados positivos en las tres últimas. Estas muestras están siendo estudiadas por el Dr. Bienvenido Díez del Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio de la Universidad de Vigo.

4.2. CORDILLERA IBÉRICA

4.2.1. Ammonites

Aunque los sedimentos marinos del Triásico Medio de esta zona son extraordinariamente pobres en cuanto al contenido en ammonites, hay varios trabajos que citan la presencia de estos fósiles (Anadón y Albert, 1973; Márquez-Aliaga et al., 1987; Márquez-Aliaga et al., 1994; Goy, 1995; López-Gómez et al., 1998; López-Gómez et al., 2005; Escudero-Mozo et al., 2015).

- ***Ammonites de la Fm. Landete***

Cabe reseñar que el único ammonite que había sido citado como recogido en la Fm. Landete en el dominio Levantino-Balear (López-Gómez et al., 1998), corresponden en realidad a los tramos basales de la Fm. Cañete, existiendo un problema de atribución estratigráfica de los materiales que lo aportaron. Por lo tanto, en la Fm. Landete no se ha encontrado ningún ammoniteo hasta ahora.

- **Ammonites de la Fm. Cañete**

En la base de la Fm. Cañete, en la columna de El Molinar, se han encontrado dos niveles que contienen ammonites (Fig. 4.1B). El primero de estos niveles, contiene un único ejemplar que puede ser atribuido al género *Schreyerites* (aff. *S. abichi*) (López-Gómez et al., 1998; Escudero-Mozo et al., 2015). En el segundo nivel se han encontrado varios moldes mal conservados de *Ptychitidae* indet. (Goy, comunicación personal). Debido a la mala conservación que presentan estas formas, estos ammonites, por el momento solo pueden indicar una edad Anisiense medio-superior.

En la parte superior de la formación, los ammonites son algo más abundantes. Se han encontrado varios ejemplares en las series de Henarejos, Moya y El Paraíso en la zona central de la Cordillera Ibérica, en la serie de Agujas de Santa Águeda de la zona oriental, en la serie de Bugarra de la zona meridional, y en la serie de Calanda. Los ammonites más relevantes se encuentran figurados en la Lámina I.

-En la columna de Henarejos (Fig. 4.2) se han encontrado dos niveles con ammonites, a 76 y 83 m de la base de la serie respectivamente. En estos niveles se ha identificado un ejemplar de *Gevanites archei* Goy en el primer nivel, que indica una edad Fasaniense superior (Ladiniense inferior), y un ejemplar de *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics) que indica una edad Longobardiense inferior (Ladiniense superior), en el segundo nivel.

-A techo de la columna de Moya (Fig.4.3), en un nivel a 97 m de la base de la serie, se han encontrado dos ejemplares que corresponden a un *Iberites pradoi* (Schmidt) y a un *Anolcites* sp. Ambos ammonites, son típicos del Longobardiense (Ladiniense superior).

-En la columna de El Paraíso, en la parte superior de la serie, se han encontrado tres niveles que contienen ammonites (Fig. 4.4). En el primero de estos niveles, situado a unos 43 m de la base, aparece un ejemplar de *Iberites* sp. En el segundo nivel, situado unos metros por encima, aparecen varios moldes mal conservados de *Gevanites* sp. y algunos fragmentos de *Gevanites archei* Goy. Estos ammonites indican una edad Fasaniense (Ladiniense inferior). Por último, a unos 57 m de la base aparece un ejemplar de *Iberites pradoi* (Schmidt) que seguramente, debido a su posición estratigráfica pertenece al Longobardiense.

-En la sección de Agujas de Santa Águeda, se ha hallado un nivel de condensación a unos 56 m de la base de la serie, que tiene nódulos de sílex y presenta un nivel de *hardground* a techo (Fig. 4.1C). En este nivel se han encontrado numerosos ammonites del Ladiniense inferior (Fasaniense), pudiéndose identificar: *Eoprotrachyceras* cf. *curionii* (Mojsisovics), abundantes *Proarcestes* (*P. subtridentinus* (Mojsisovics)) y *Flexoptichytes* sp. (López-Gómez et al., 1998, 2005).

-En la columna de Bugarra han aparecido dos ammonites (Fig. 4.5). El primero de ellos, situado a unos 20 m de la base, es un ejemplar mal conservado de un *Proarcestes* sp., un

taxón típico del Fasanense de esta zona. El segundo ejemplar aparece en la parte superior de la columna, a unos 98 m de la base, y es un *Anolcites* cf. *doleriticus* (Mojsisovics) que podría atribuirse al Fasanense superior o a la base del Longobardiense.

-En la columna de Calanda (Fig. 4.6), donde sólo está representada con certeza la parte superior de la Fm. Cañete, se han encontrado tres niveles que contienen ammonites. Los ejemplares encontrados y citados en este corte han sido revisados para este trabajo. El primero de estos niveles está situado a unos 8 m de la base y contiene: *Eoprotrachyceras* sp., *Iberites* sp., (Márquez-Aliaga et al., 1994) y un posible "*Falsanolcites*". Seguramente también pertenecen a este nivel los ejemplares de *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac) y *Nannites mambrini* Schmidt citados por Anadón y Albert (1973). Estos ammonites se consideran de edad Fasanense (Ladiniense inferior) (Goy, 1986). El segundo y el tercer nivel con ammonites se encuentra a 8,8 y 9 m de la base y contienen: *Protrachyceras* sp., el primero, y *Protrachyceras* cf. *hispanicum* (Mojsisovics) y un posible núcleo piritizado que podría corresponder a un *Anolcites*, el segundo. Las especies encontradas en estos dos niveles indican una edad Longobardiense (Ladiniense superior) (Goy, 1986).

Aunque la mayoría de los ammonites encontrados en la Cordillera Ibérica son de carácter endémico, junto a ellas también aparecen especies cosmopolitas (*Eoprotrachyceras curionii*), alguna forma típica de las zonas alpinas (*A. cf. doleriticus*), varios taxones generalistas comunes con otras zonas de Europa (*Proarcestes*, *Protrachyceras* o *Eoprotrachyceras*...), y escasos ejemplares procedentes de la bioprovincia Sefardí (*Gevanites*) (Escudero-Mozo et al., 2015).

4.2.2. Bivalvos

Los bivalvos constituyen el grupo más abundante presente en la Cordillera Ibérica, especialmente a techo de la Fm. Cañete. En muchas zonas representa también los únicos fósiles hallados en la Fm. Landete. El estudio de los bivalvos en la Cordillera Ibérica ha sido tratado de forma monográfica en tesis doctorales (Márquez-Aliaga, 1983; Ros-Franch, 2009) y en algunos artículos (Márquez-Aliaga y López-Gómez, 1989; Márquez-Aliaga y García-Gil, 1991; Márquez-Aliaga y Martínez, 1996; Escudero-Mozo et al., 2015). Hay que destacar que a base de la Fm. Cañete los bioclastos también son abundantes, presentando tamaños similares a los encontrados a techo de la unidad, pero suelen estar en facies de alta energía muy dolomitizadas, y en el mejor de los casos sólo se conservan moldes recristalizados.

• Bivalvos de la Fm. Landete

En la Fm. Landete la presencia de bivalvos identificables es mínima, habiéndose encontrado algunos ejemplares en las series de Camarena, Mas de Herreno, La Ermita, Barranco de la Hoya y Chelva donde se han identificado las siguientes especies: *Elegantina* sp., *Hoernesia socialis* (Schlotheim), *Modiolus* sp., *Myophoria* sp., *Myophoria vulgaris* (Schlotheim) y *Pseudocorbula* sp. (Márquez-Aliaga, 1983; López-Gómez, 1985; Márquez-Aliaga y López-Gómez, 1989) (Fig. 4.1A).

- **Bivalvos de la Fm. Cañete**

A base de la Fm. Cañete, en la columna de Serra, se ha descrito una asociación de bivalvos formada por (Tabla 4.1): *Astartellopsis* sp., *Burmesia posteroradiata* Cox, *Elegantina* sp., *Hoernesia socialis* (Schlotheim), *Hoernesia* sp., *Modiolus minuta* Goldfuss, *Myophoria* sp., *Myophoria vulgaris* (Schlotheim), *Neoschizodus laevigatus* (Goldfuss), *Neoschizodus orbicularis* Bronn, *Pleuromya elongata* Schlotheim y *Unionites fassaensis* Wissmann (Fig. 4.7). Se caracteriza por presentar baja diversidad y estar formada por elementos cosmopolitas típicos de las zonas alpinas y de la cuenca Alemana, comunes con otras zonas de Europa. También, se han encontrado algunas especies comunes en secciones del desierto de Negev (Israel) (Lerman, 1960), en el Pelsoniense de Belogradchik (Bulgaria) (Márquez-Aliaga, 1985), en el Muschelkalk inferior de los Países Bajos, en Polonia (Senkowiczowa 1985), en Alemania (Encheva, 1969; Klug et al., 2005) y el Muschelkalk de Hungría (Szente 1997). Debido a su posición estratigráfica y los ejemplares que contiene se la considera de edad Anisiense superior.

La asociación está formada principalmente por especies infaunales (*Myophoria*, *Neoschizodus* y *Unionites*) y abundantes ejemplares del bivalvo epibentónico *Hoernesia*. En conjunto, la asociación indica ambientes marinos someros y/o restringidos (Márquez-Aliaga, 1983; López-Gómez, 1985; Márquez-Aliaga y López-Gómez, 1989; Márquez-Aliaga y Martínez, 1996). Algunos de los bivalvos más representativos de esta asociación están recogidos en la Lámina II.

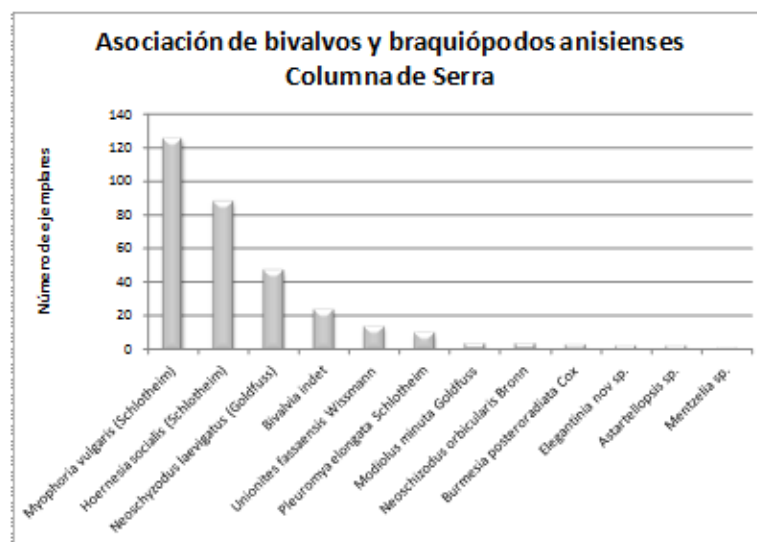
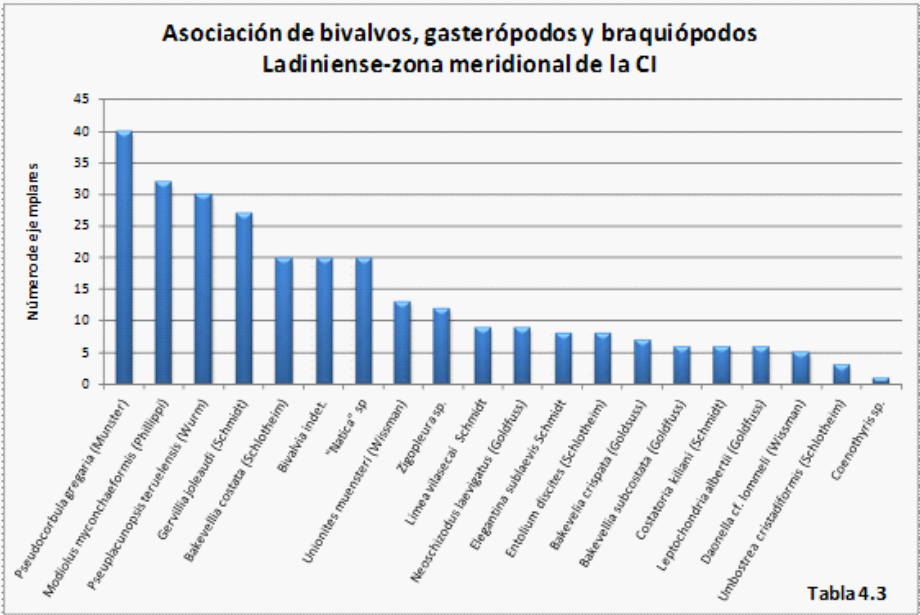


Tabla 4.1. Se muestran las especies de bivalvos y braquiópodos, y el número de ejemplares de cada una, que forman la asociación más completa del Anisiense de la Cordillera Ibérica, obtenida en la columna de Serra.

La parte superior de la Fm. Cañete presenta una mayor cantidad de bivalvos identificables. En la zona central de la Cordillera Ibérica se han encontrado niveles con bivalvos en las columnas de Chelva, Mas de Herrero, Villora (Fig. 4.8), Libros, Losilla, La Contienda, La Hoz, Huélamo, Barranco de la Hoya (Cañete) y algunos niveles especialmente ricos en estos fósiles en la columna de Henarejos (Fig. 4.2) y Moya (Fig. 4.3) (Márquez-Aliaga et al.,

1984; Márquez-Aliaga, 1985; López-Gómez et al., 1987; Márquez-Aliaga y López-Gómez, 1989). En estas secciones se ha encontrado la siguiente asociación (Tabla 4.2a) (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996): *Bakevellia* sp., *Bakevellia costata* (Schlotheim), *Bakevellia crispata* (Goldfuss), *Elegantina sublaevis* (Schmidt), *Gervillia joleaudi* (Schmidt), *Leptochondria alberti* (Goldfuss), *Limea vilasecai* (Schmidt), *Modiolus myconchaeformis* (Philippi), *Mytilus eduliformis* (Schlotheim), *Neoschizodus laevigatus* (Goldfuss), *Paeonucula goldfussi* (Alberti), *Paeoneilo eliptica* (Goldfuss), *Pseudocorbula gregaria* (Münster), *Pseudoplacunopsis teruelensis* Würm, *Pseudoplacunopsis* sp., *Umbostrea cristadiformis* (Schlotheim) y *Unionites munsteri* Wissmann.



Número de ejemplares de cada especie que forman la asociación de bivalvos y braquiópodos (Tabla 4.2) de la zona central de la Cordillera Ibérica (Triásico Mediterráneo), y (Tabla 4.3) de la zona meridional de la Cordillera Ibérica (Triásico Levantino-Balear).

En la zona meridional de la Cordillera Ibérica se han encontrado niveles fosilíferos que contienen bivalvos en la parte alta de las columnas de Bugarra, Jarafuel, Macastre y Montserrat (Figs. 4.5; 4.9; 4.10; 4.11) (Márquez-Aliaga et al., 1984; Sánchez-Fernández et al., 2005), donde se han diferenciado las siguientes especies (Tabla 4.2b): *Bakevella costata* (Schlotheim), *Bakevella subcostata* (Goldfuss), *Bakevella crispata* (Goldfuss), *Bakevella* sp., *Costatoria kiliani* (Schmidt), *Elegantina sublaevis* (Schmidt), *Entolium discites* (Schlotheim), *Gervillia joleaudi* (Schmidt), *Leptochondria alberti* (Goldfuss), *Limea vilasecai* (Schmidt), *Modiolus myconchaeformis* (Phillippi), *Modiolus* sp., *Neoschizodus laevigatus* (Goldfuss), *Neoschizodus* sp., *Pleuronectites laevigatus* (Schlotheim), *Pleuronectites* sp., *Pseudocorbula gregaria* (Münster), *Pseudocorbula* sp., *Pseudoplacunopsis flavellum* (Schmidt), *Pseudoplacunopsis teruelensis* Würm, *Umbostrea cristadiformis* (Schlotheim) y *Unionites munsteri* Wissmann. En la parte inferior de la columna de Bugarra se ha encontrado un único ejemplar de *Daonella* cf. *lommeli* Wissmann, que es característica de las zonas alpinas e indica ambientes marinos abiertos.

La mayoría de las especies encontradas son cosmopolitas epibentónicas con algunas excepciones de infaunales (*Modiolus* y *Unionites*), características de las zonas alpinas aunque también aparecen algunos bivalvos típicos de la provincia Sefardí (Hirsch, 1972), como *Gervillia joleaudi*, *Pseudoplacunopsis teruelensis*, *Limea vilasecai*, *Costatoria kiliani* y *Elegantina sublaevis* (Schmidt) (Escudero-Mozo et al., 2005). Basándonos en su posición estratigráfica y en los datos que aportan los ammonites encontrados en los niveles de donde proceden los bivalvos o próximos a ellos, se puede asignar una edad Ladinense a estas asociaciones. Algunos de los bivalvos más comunes de la bioprovincia Alpina y Sefardí están recogidos en las Láminas III y IV, respectivamente.

En conjunto toda la asociación indica ambientes someros protegidos y/o restringidos. En ambas zonas se han descrito abundantes ejemplares de *Pseudocorbula gregaria* (un bivalvo oportunista), cuya presencia se ha relacionado con medios marinos poco profundos y con escaso aporte de terrígenos (García-Gil, 1991 y Márquez-Aliaga y García-Gil, 1991). Asociaciones similares a las anteriormente descritas se han citado en la columna de Calanda (Fig. 4.6), en la zona noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en el Pirineo Catalán y en la Cordillera Bética (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996 y referencias incluidas).

4.2.3. Braquiópodos

Los braquiópodos son uno de los grupos peor representados en las unidades carbonáticas del Muschelkalk de esta zona, habiéndose encontrado pocas especies identificables y clasificables.

- ***Braquiópodos de la Fm. Landete***

Al igual que en el caso de los ammonites, hay un problema de atribución estratigráfica y los braquiópodos descritos en la Fm. Landete, en realidad corresponden a la base de la Fm. Cañete. Con lo cual, hasta el momento no se han descrito braquiópodos en la Fm. Landete.

- ***Braquiópodos de la Fm. Cañete***

En la base de la Fm. Cañete de la columna de Serra se ha encontrado un braquiópodo con una clara afinidad con *Mentzelia* sp., una forma típica del Anisiense (Fig. 4.7) (López-Gómez et al., 1998).

En la parte superior de las columnas de Henarejos (Fig. 4.2), Moya (Fig. 4.3), El Paraíso, Bugarra (Fig. 4.5), Villora (Fig. 4.8), y Jarafuel (Fig. 4.9) se han encontrado algunos niveles que presentan las siguientes especies: *Lingularia* sp. y *Lingularia* cf. *smirnovae* (Biernat y Emig) (Lámina III) (Márquez-Aliaga et al., 1999). Las língularias son braquiópodos oportunistas que aguantan salinidades anómalas mejor que los bivalvos, y con frecuencia aparecen en ambientes someros restringidos con aportes detríticos. La gran acumulación de língularias en ciertos niveles de Moya y Bugarra, sugieren eventos de mortalidad en masa, causados por entradas abruptas de agua dulce en el medio marino que provocan la rápida caída de la salinidad (por debajo de 20 psu, de acuerdo con Márquez-Aliaga et al., 2007).

En las columnas de Calanda y Jarafuel también se han encontrado algunos ejemplares únicos de *Coenothyris* sp. (Figs. 4.6; 4.9).

4.2.4. Foraminíferos

Son relativamente pocos los estudios efectuados sobre los foraminíferos triásicos en la Cordillera Ibérica, no empezando a realizarse de forma sistemática hasta después del trabajo de Márquez-Aliaga et al. (1987). Los principales foraminíferos encontrados en esta zona están recogidos en la Lámina V.

- ***Foraminíferos de la Fm. Landete***

En la columna de La Ermita (Fm. Landete), a unos 8 m de la base, se ha descrito un nivel con foraminíferos en el que se han citado las siguientes especies (Márquez et al., 1994): *Hoyenella sinensis* (Ho), *Glomospira* cf. *triphonensis* Baud, Zaninetti y Brommimann, *Endothyra kueperi* Oberhauser, *Meandrosira* cf. *dinarica* Kochansky-Devide y Pantic, *Meandrosira* sp. y *Paulbronnimannia judicarensis* (Permoli-Silva). En conjunto se trata de una asociación típica de las zonas alpinas, y que se puede atribuir a la Zona de *Pilamina densa* de la biozonación de Salaj et al. (1988), indicando una edad Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense). Durante la realización de esta tesis se han encontrado otros tres niveles con foraminíferos en la Fm. Landete, en las columnas de Boniches, Cerro Morrón y Cueva Cirat (Escudero-Mozo et al., 2012). Estos niveles presentan una asociación similar pero menos abundante y con menor diversidad específica, citándose las siguientes especies: *Hoyenella sinensis* (Ho), *Paulbronnimannia judicariensis* (Permoli-Silva) y *Turriplomina mesotriasica* (Koehn-Zaninetti), siendo la primera vez que se cita la última de ellas en la Cordillera Ibérica. Estas asociaciones se consideran típicas de ambientes marinos someros protegidos. Algunos de estos foraminíferos están recogidos en la Lámina V.

- **Foraminíferos de la Fm. Cañete**

En lo que respecta a la Fm. Cañete, se han encontrado varios niveles con foraminíferos en la zona central, oriental y meridional de la Cordillera Ibérica, y en la columna de Calanda. Estos niveles casi siempre se encuentran en la parte alta de la formación. Algunos de los foraminíferos más representativos encontrados en esta unidad están recogidos en la Lámina V.

En lo que respecta a la zona central y oriental los foraminíferos son bastante escasos habiéndose encontrado tan solo dos niveles con foraminíferos. Uno situado a techo de la Fm. Cañete en la columna de Henarejos (Fig. 4.2), donde se han identificado tres especies: *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Nodosaria* sp. y *Hoyenella sinensis* (Ho); y otro en la base de la formación, en la columna de Serra, donde se ha podido identificar la presencia de *Abriolina* cf. *mediterranea* (Luperto). Este último foraminífero se considera de influencia alpina.

En la zona meridional los foraminíferos son más abundantes, y se han encontrado varios niveles ricos en estos fósiles en la parte superior de las columnas de Bugarra, Jarafuel, Macastre, Montserrat y Mijares (Sánchez-Fernández et al., 2005) (Figs. 4.5; 4.9; 4.10, 4.11, 4.12). En ellos se han identificado las siguientes especies de foraminíferos: *Aulotortus praegaschei* (Khoen-Zaninetti), *Calcitornella* sp., *Endotriadella wirzi* Khoen-Zaninetti, *Hoyenella sinensis* (Ho), *Ichtyolaria* cf. *phylloidea* (Kristan-Tolmann), *Lamelliconus ex gr ventroplanus biconvexus* (Oberhauser), *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Nodosaria shablensis* Trifonova, *Nodosaria* sp., *Planiinvoluta carinata* Leischner, *Spirillina*? sp., *Tolypammina gregaria* Wendt y *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser). Además, en la parte basal de la columna de Montserrat aparece un nivel con abundantes involutínidos donde se han identificado: *Aulotortus praegaschei* (Khoen-Zaninetti), *Lamelliconus multispinus* (Oberhauser), *Lamelliconus procerus* (Liebus), *Spirillina oberhauseri* Styk y *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser).

La columna de Calanda, que representa los últimos metros de la Fm. Cañete (Márquez-Aliaga et al., 1987; Márquez-Aliaga et al., 1994), es una sección con notable contenido fósil, en el que destacan los foraminíferos, habiéndose distinguido las siguientes especies: *Ammodiscus parapriscus* (Zaninetti), *Astacolus* cf. *karnica* (Oberhauser), *Aulotortus planidiscoides* (Oberhauser), *Aulotortus praegaschei* (Khoen-Zaninetti), *Dentalina* cf. *bicornis* (Terquem), *Dentalina* cf. *gerkei* Styk, *Dentalina terquemi* D'Orbigny, *Dentalina hoi* Trifonova, *Dentalina subsiliqua* Franke, *Dentalina zlabachensis* Kristan-Tollmann, *Hoyenella sinensis* (Ho), *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Nodosaria* sp., *Pseudonodosaria polyarthra* (Kristan-Tollmann), *Spirillina oberhauseri* Styk y *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti (Fig. 4.6).

Desde un punto de vista paleoecológico esta asociación de foraminíferos es típica de ambientes someros de baja energía, en los que la salinidad puede ser algo superior a la normal (Márquez-Aliaga et al., 1987; Márquez, 1994). Por otro lado, los niveles que contienen ejemplares de *Aulotortus planidiscoides* (Oberhauser), *Aulotortus praegaschei* (Khoen-Zaninetti) y *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser) indican intervalos con mayor lámina de agua (profundización) (Márquez, 2005).

Tradicionalmente a las asociaciones de de *Involutinidae* halladas en estos niveles, se las ha considerado típicas del dominio Alpino durante el Ladiniense, ya que en la bibliografía clásica se les ha atribuido una edad Longobardiense-Carniense (p. ej. Trifonova, 1993). Sin embargo, la aparición en Israel de faunas similares en niveles datados como Ladiniense inferior o incluso Anisiense superior (Benjamini, 1988), sugieren un origen sefardí para estos grupos, que poco a poco se irían extendiendo hacia el norte del Tethys y colonizando otros dominios como el dominio Alpino durante el Ladiniense. Asociaciones similares, han sido citadas en la parte noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Márquez-Aliaga y García-Gil, 1991; Pérez-Arlucea y Trifonova, 1993).

4.2.5. Conodontos

Estos elementos fósiles han sido encontrados solamente en la Fm. Cañete, y siempre en niveles cercanos al techo de la unidad. Sobre su bioestratigrafía, paleobiología y procedencia se han realizado recientemente algunos trabajos (Plasencia et al., 2007, 2010) y una tesis doctoral (Plasencia, 2009).

- ***Conodontos de la Fm. Cañete***

En la Cordillera Ibérica tan solo se han encontrado conodontos en la parte superior de la Fm. Cañete, en las columnas de Henarejos, Moya, Bugarra, Calanda y Montserrat (Figs. 4.2, 4.3, 4.5, 4.6, 4.11), donde se han identificado solo dos especies: *Pseudofurnishius murcianus* Van den Boogard, que es con diferencia la más abundante, y *Sephardiella mungoensis* Diebel (Lámina VI). *P. murcianus* aparece por primera vez durante el Ladiniense inferior, habiéndose encontrado en Israel (Huddle 1970), Palestina (Eicher y Mosher, 1974) y Jordania (Bandel and Waksmundzki 1985), y en cuya distribución se basó la delimitación original de la bioprovincia Sefardí (Hirsch, 1972). Poco a poco, este conodonto junto con *S. mungoensis*, se extiende colonizando otras partes del Tethys durante el Ladiniense, alcanzando su máxima distribución durante el Ladiniense superior (Longobardiense medio y superior) (Plasencia et al., 2009 y citas incluidas).

4.2.6. Asociaciones de polen y esporas

- ***Asociaciones de polen y esporas de la Fm. Landete***

En el área de la Cordillera Ibérica que se estudia en este trabajo no se han encontrado restos de pólenes en la Fm. Landete, aunque si hay citada una asociación polínica en la Fm. Cañizar de la facies Buntsandstein en la base de la serie de Cueva de Hierro (Visscher et al., 1982), y otra en la facies Röt de la serie de El Paraíso (Doubinger et al., 1990). Más recientemente se han encontrado dos asociaciones en la Fm. Mas, en la sección de Río Martín (Díez et al., 2012). Aunque las asociaciones encontradas en la Fm. Mas, no estaban muy bien conservadas y contenían pocos ejemplares, eran suficientes para indicar una edad Anisiense.

Por otro lado, en la área más occidental de la Cordillera Ibérica, en la zona de Albarracín sí que se han encontrado algunas asociaciones de pólenes en la unidad carbonática inferior

(Pérez-Arlucea, 1985; Sopeña et al., 1995), que presentan *Sulcatissporites krauseli* Mädlér, *Triadispora staplini* (Jansonius), *Microcachryidites sittleri* Klaus, *Protodiploxypinus gracilis* Scheuring, *Alisporites grauvogeli* Klaus y *Stellapollenites thiergarti* (Reinhart et Schmitz), e indican una edad Anisiense (López-Gómez et al., 1998).

- **Asociaciones de polen y esporas de la Fm. Cañete**

Los restos de polen y esporas son mucho más abundantes en la Fm. Cañete, donde se han descrito varias asociaciones en la parte alta de la unidad en algunas secciones de la zona central de la Cordillera Ibérica (Barranco de la Hoya, Cueva de Hierro, Villora, Moya, Henarejos y El Paraíso).

En general las asociaciones están formadas por: *Ovallipollis ovalis* (Krutzsch), *O. minimus* Scheuring, *O. pseudoalatus* (Thiergart), *Triadispora aurea* Scheuring, *T. staplini* (Jansonius), *T. plicata* Klaus, *T. suspecta* Scheuring, *Enzonasporites* sp., *E. tenuis* Leschik, *Camerosporites secatus* Leschik, *Patinasporites densus* Leschik, *Praecirculina granifer* (Leschik), *Cuneatisporitis radialis* Leschik, *Calamospoa* sp. y *Cycadophites*, y se consideran de edad Ladiniense. Ocasionalmente, en los últimos niveles de la Fm. Cañete se han encontrado asociaciones de polen y esporas que se caracterizan por tener, entre otros: *Camerosporites secatus* Leschik, *Patinasporites densus* Leschik, *Duplicisporites granulatus* (Leschik) Scheuring y *Praeciiculina granifer* Klaus, y se consideran de edad Carniense. Para una información más detallada consultar: Doubinger et al. (1977), Boulouard y Viallard (1971, 1982), Visscher et al. (1982), Doubinger et al. (1990) y Sopeña et al. (1995).

Estos datos sugieren que es posible que en la zona central de la Cordillera Ibérica el límite Ladiniense-Carniense se encuentre en la parte más alta de la Fm. Cañete, en los niveles de transito a la facies Keuper.

4.2.7. Gasterópodos

Se han descrito gasterópodos tanto en la Fm. Landete como en la Fm. Cañete, casi siempre en niveles de tempestitas. Generalmente, los especímenes encontrados no son clasificables, pero a techo de la Fm. Cañete, y siempre en los niveles más fosilíferos, se han encontrado algunos ejemplares bien conservados en las columnas de Henarejos, Moya, Bugarra, Calanda, Jarafuel, Macastre y Montserrat (Figs. 4.2, 4.3, 4.5, 4.6, 4.9, 4.10, 4.11). Se han identificado las siguientes especies: *Loxonema* sp., *Natica* sp. (Lámina II), *Natica* cf. *stanensis* Pichler, "*Turbonilla*" *dubia* (Münster), *Zigopleura* sp. y "*Dentalium*" sp.

4.2.8. Peces

En la Fm. Cañete y generalmente a techo de la unidad, se han encontrado varios niveles en los que se han identificado dientes y escamas microscópicas de peces, tanto de osteíctios como de condriictios. Actualmente Cristina Pla realiza una tesis doctoral sobre estos fósiles en la Universidad de Valencia, y nos ha facilitado la información que aquí se relaciona.

Hasta ahora se han encontrado varias especies de condriictios, algunas de ellas nuevas, en las columnas de Henarejos, Moya, Bugarra, Calanda, Jarafuel, Macastre y Montserrat (Figs. 4.2, 4.3, 4.5, 4.6, 4.9, 4.10, 4.11), donde se ha identificado: *Pseudodalatias henarejensis* Botella, Plasencia, Márquez-Aliaga, Cuny y Dorka, *Hybodus plicatilis* Agassiz, *Lissodus* aff. *lepagei* Duffin, *Hybodus burgarensis* Pla, Márquez-Aliaga y Botella, *Palaeobates angustissimus* Agassiz, *Prolatodon buchery* Cuny, Riepper y Sander y *Prolatodon contrarius* Johns, Barnes y Orchard (Escudero-Mozo et al., 2012; Pla et al., 2013). Las principales especies de condriictios están recogidas en la Lámina VI.

4.2.9. Equinodermos

Los restos de equinodermos son abundantes tanto en la Fm. Landete como en la Fm. Cañete, pero generalmente solo se encuentran fragmentos y casi no se han hallado elementos clasificables (Lámina VII, 6). Cabe mencionar la presencia de restos de crinoideos en Moya (Cuenca) (Fig. 4.3) y Villora (Cuenca) (Fig. 4.8), y de *Pentacrinus* en Jarafuel (Valencia) (Fig. 4.9).

4.2.10. Corales y poríferos

Los corales, que fueron uno de los grupos más afectados por la extinción del Pérmico, son casi inexistentes en el registro marino del Triásico Medio en Iberia. Únicamente se ha citado un ejemplar de un coral de tipo cerebroide indeterminado (Lámina VII, 1), en la Fm. Cañete en la columna de Huélamo (López-Gómez, 1985; H.Hagdorn, com. pers.).

Por otro lado en la columna de Serra se han identificado algunos restos de esponjas (*Scyphia* sp.) (Fig. 4.7).

4.2.11. Restos de vertebrados

En la parte superior de la Fm. Cañete, en las columnas de Henarejos (Fig. 4.2), Cañete y Valdemeca (López-Gómez, 1985) se han encontrado algunos restos de vertebrados, identificándose: *Paraplagodus*, “*Notosaurus*” y escafópodos (Lámina VII, 2-4).

4.2.12. Otros fósiles

En algunas de las columnas más fosilíferas se han encontrado ejemplares de otros grupos fósiles que, por su escasez y aparición puntual, trataremos sin entrar en detalle en este apartado. La mayoría de estos restos provienen de la Fm. Cañete.

En las columnas de Henarejos, Moya y Calanda se han encontrado algunos ejemplares de algas verdes dasycladaceas (Lámina VII, 5) y de nautiloideos que debido a la mala conservación que presentan no se han podido clasificar. En las columnas de Huélamo, Jarafuel y Montserrat (Figs. 4.9, 4.11) se han descritos escasos ejemplares que podrían pertenecer al alga roja *Parachaetetes* sp. (López-Gómez, 1985).

Además, en casi todas las columnas estudiadas se han encontrado abundantes restos de ostrácodos indeterminados, sobre todo en los niveles de acumulación de fósiles (tempestitas), habiéndose clasificado con dudas, tan solo un ejemplar en la columna de Moya como *Estheria minuta?* (Alberti) (Fig. 4.3). También se han encontrado algunos niveles con serpúlidos en las columnas de Bugarra y Montserrat (Figs. 4.5, 4.11), pero sólo se ha podido identificar una especie, *Spirorbis plhyctaena* Goldfuss.

En cuanto a icnitas, a techo de la Fm. Landete, en la columna de Camarena, se han descrito huellas de tetrápodos, *Chiroterium* sp. (López-Gómez, 1985; Gand et al., 2010). Por su parte, muchas de las facies estudiadas presentan una bioturbación muy intensa, habiéndose calcificado tan solo algunas estructuras tipo *Rizocorallium jenense* Zenk, en las columnas de Henarejos y Jarafuel (Figs. 4.2, 4.9), ya que hasta el momento no se hayan realizados estudios detallados de la bioturbación.

4.2.13. Contenido paleontológico y columnas estratigráficas de la Cordillera Ibérica

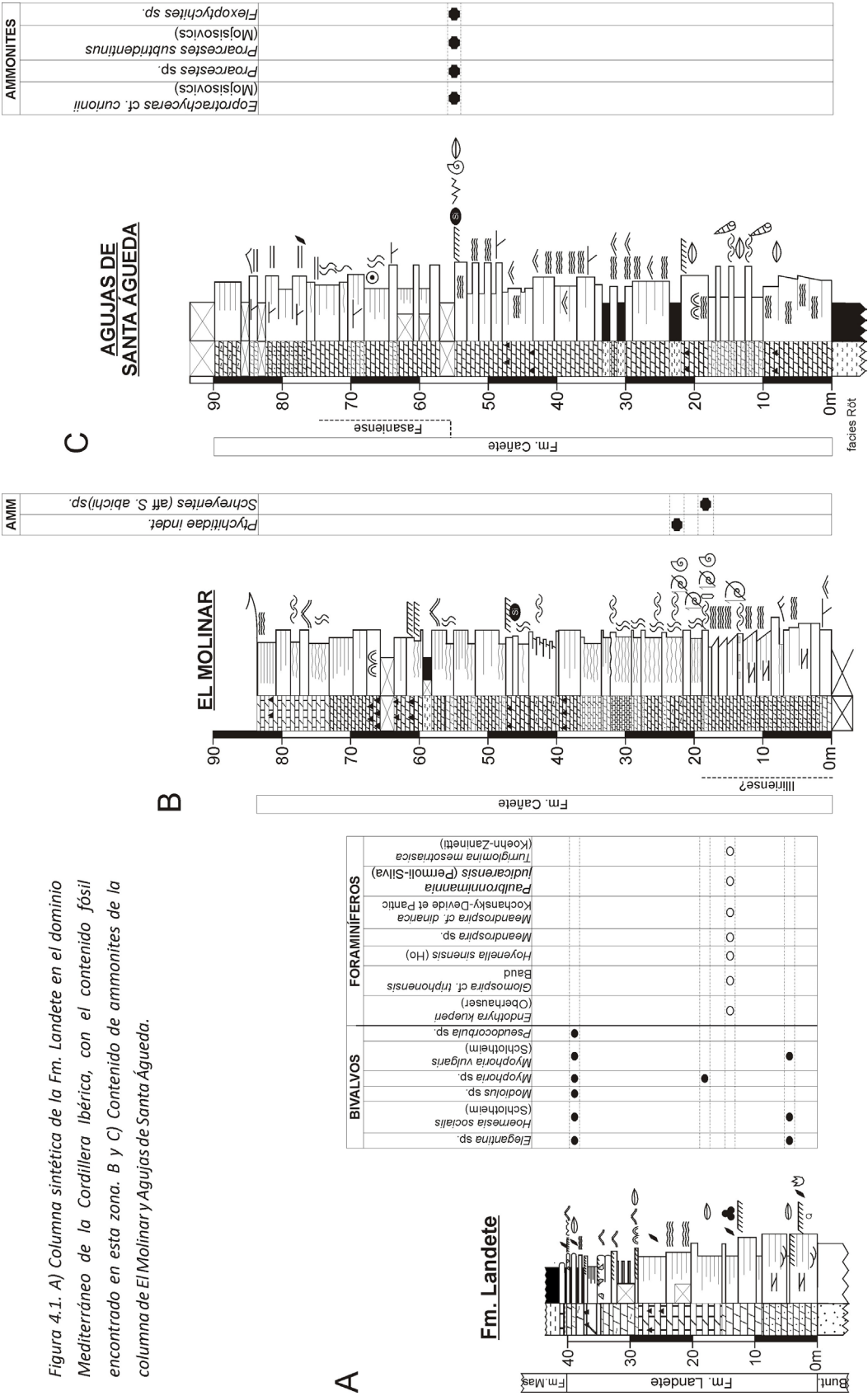


Figura 4.1. A) Columna sintética de la Fm. Landete en el dominio Mediterráneo de la Cordillera Ibérica, con el contenido fósil encontrado en esta zona. B y C) Contenido de ammonites de la columna de El Molinar y Aguas de Santa Águeda.

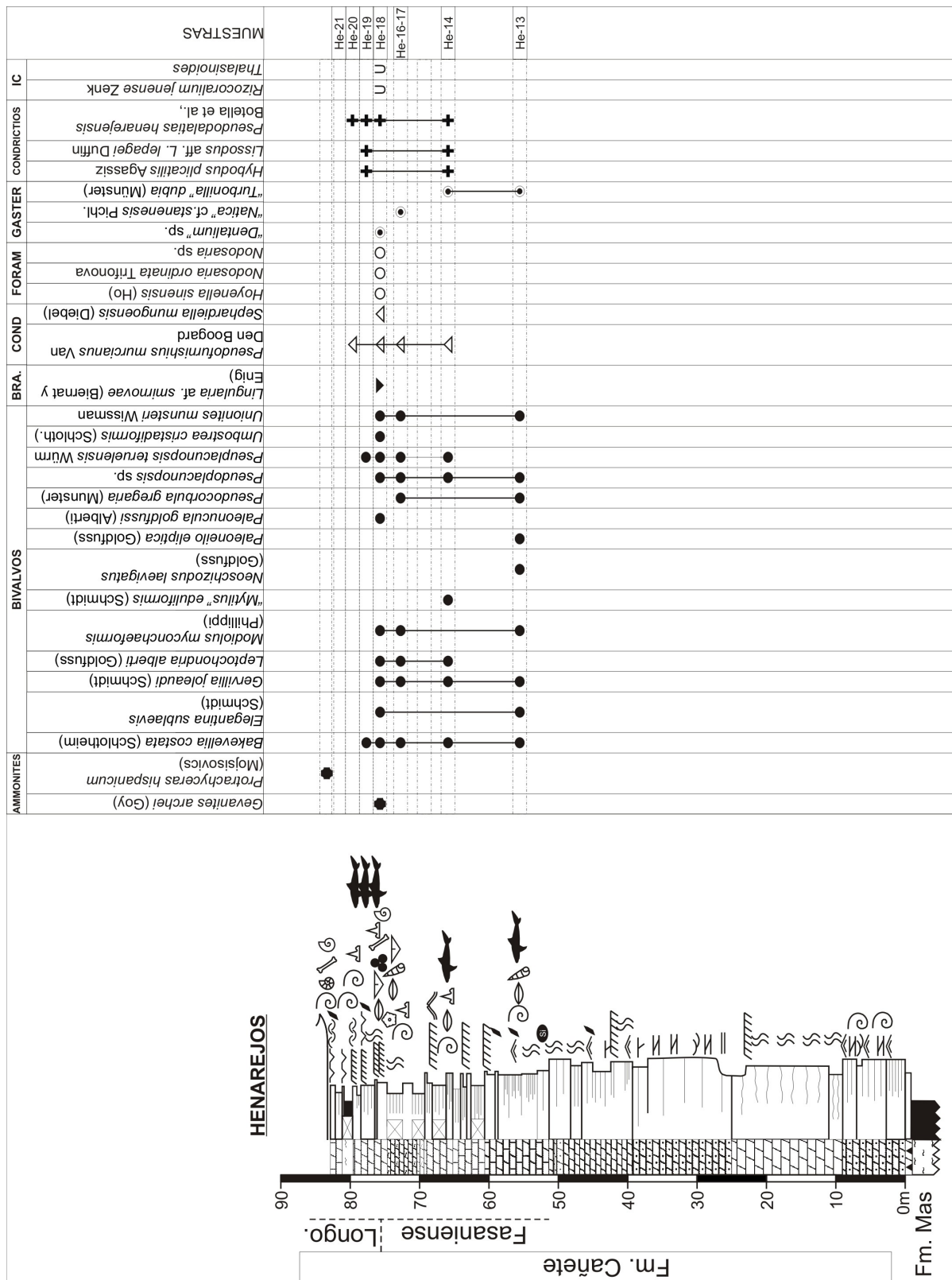


Figura 4.2. Contenido fósil de la columna de Henarejos, Cuenca. Fm. Cañete. BRA: braquiópodos; COND: conodontos; FORAM: foraminíferos; GASTER: gasterópodos; IC: icnitas.

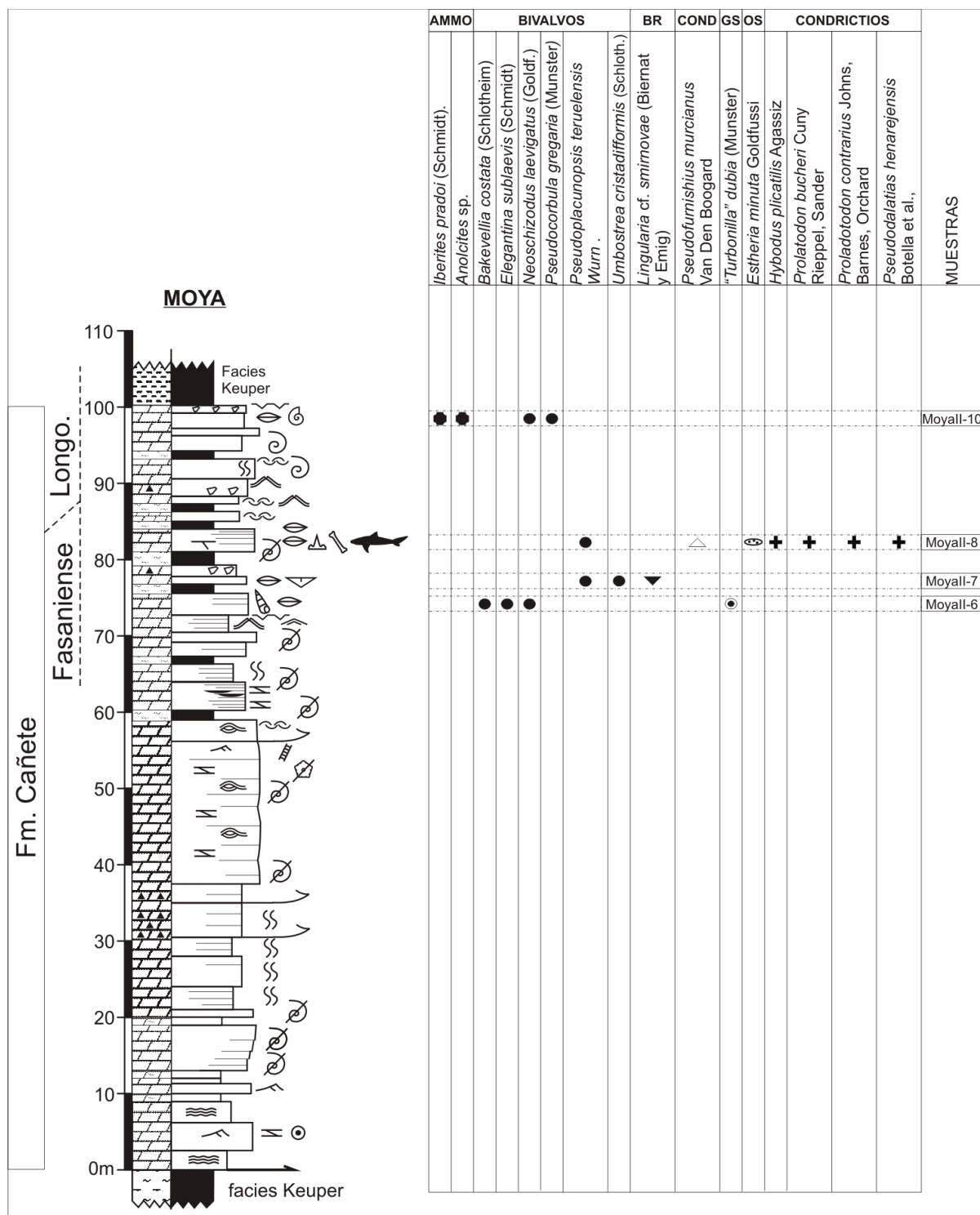


Figura 4.3. Contenido fósil de la columna de Moya, Cuenca. Fm. Cañete. AMMO: ammonites; BR: braquiópodos; COND: conodontos; GS: gasterópodos; OS: ostrácodos.



Figura 4.4. Contenido fósil de la columna de El Paraíso, Teruel. Fm. Cañete. AMMONO: ammonites.

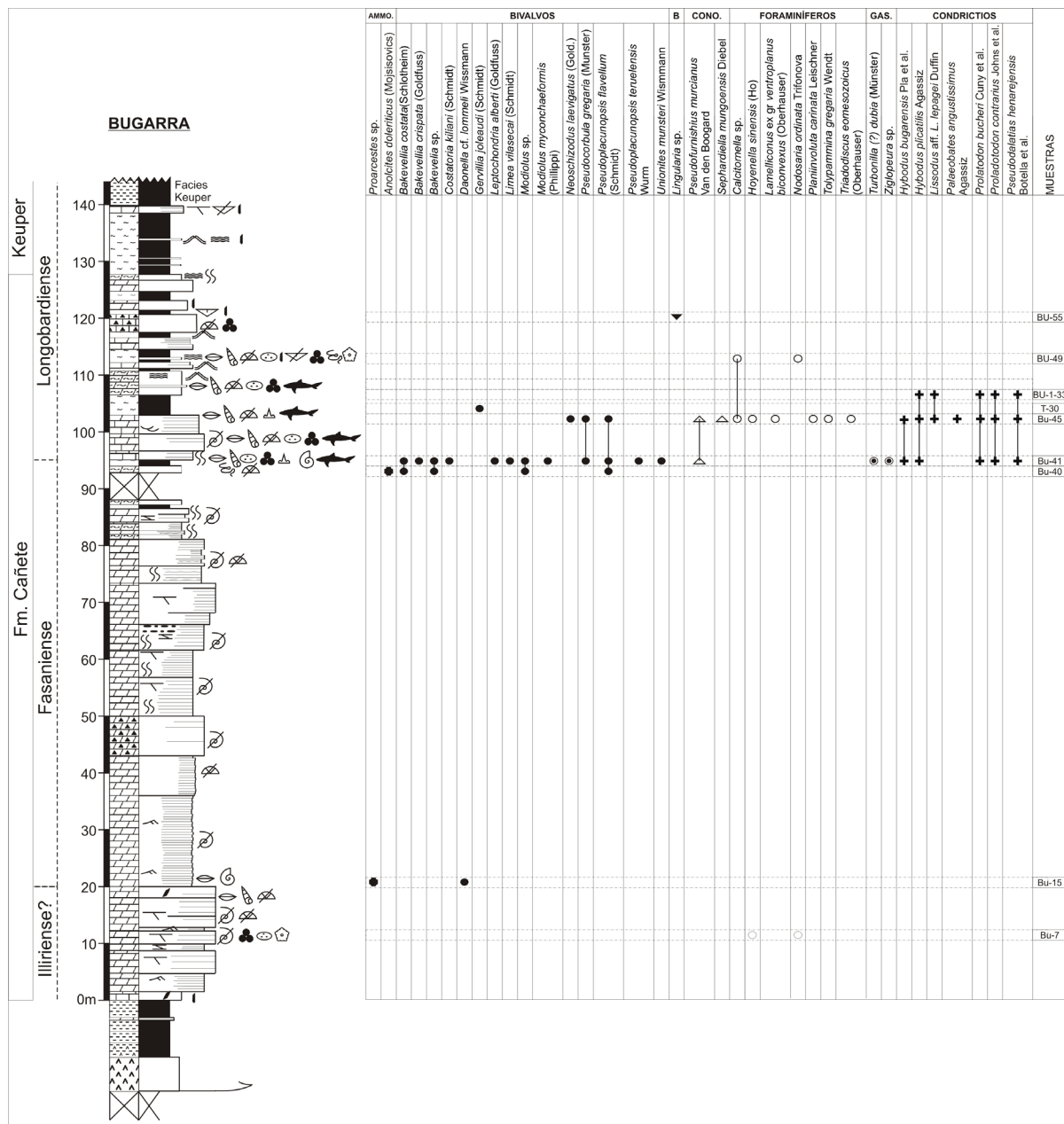
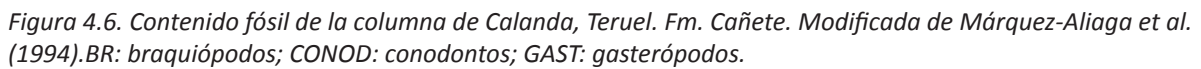
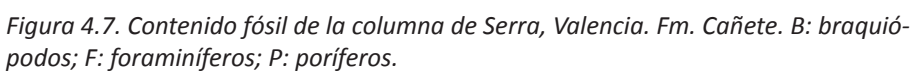


Figura 4.5. Contenido fósil de la columna de Bugarra, Valencia. Fm. Cañete. AMMO: ammonites; B: braquiópodos; CONO: conodontos; GAS: gasterópodos.





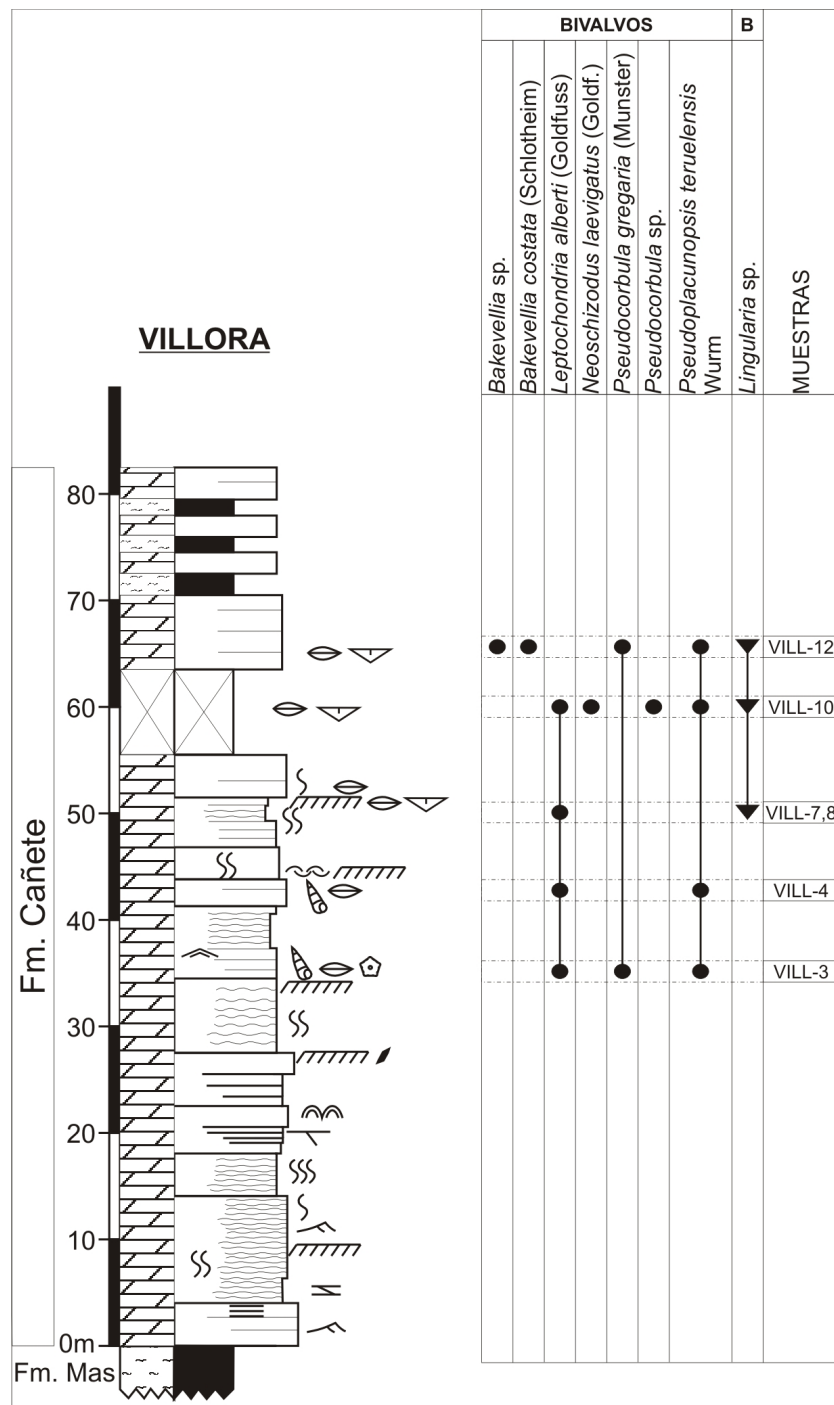


Figura 4.8. Contenido fósil de la columna de Villora, Cuenca. Fm. Cañete. B: bivalvos.

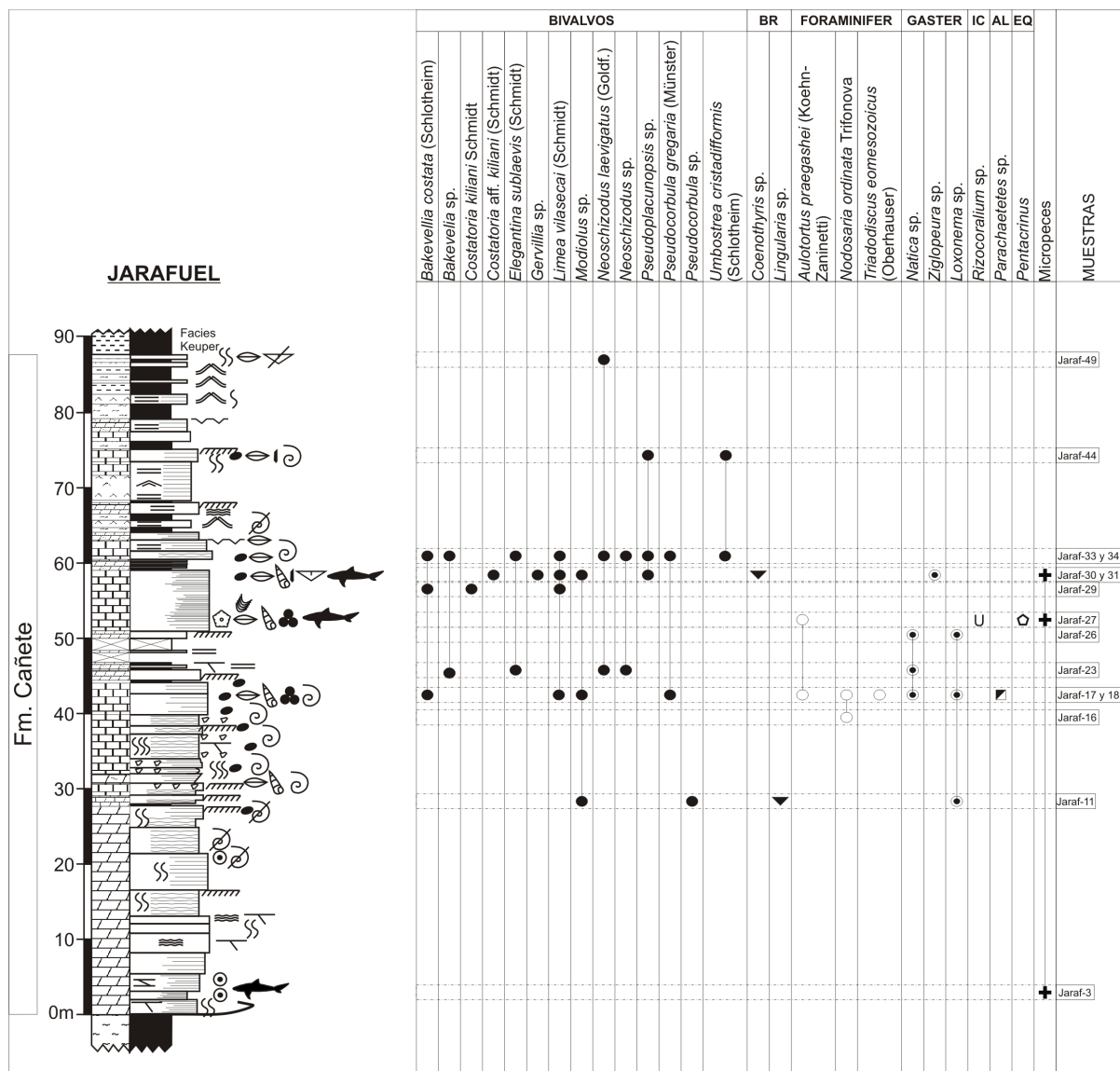


Figura 4.9. Contenido fósil de la columna de Jarafuel, Valencia. Fm. Cañete. BR: braquiópodos; FORAM: foraminíferos; GASTER: gasterópodos; IC: icnitas; AL: algas; EQ: equinodermos.

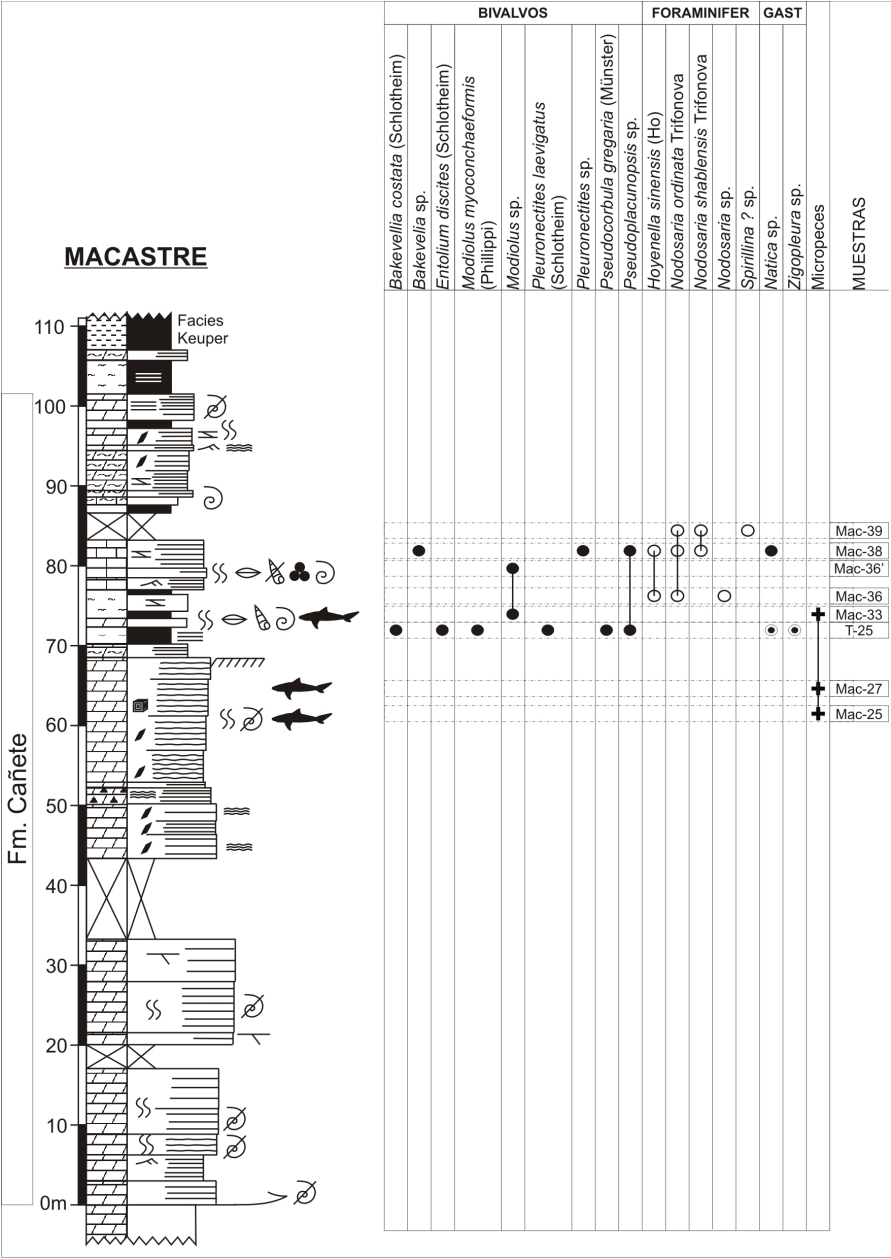


Figura 4.10. Columna de Macastre, Valencia. Fm. Cañete. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005). GAST: gasterópodos.

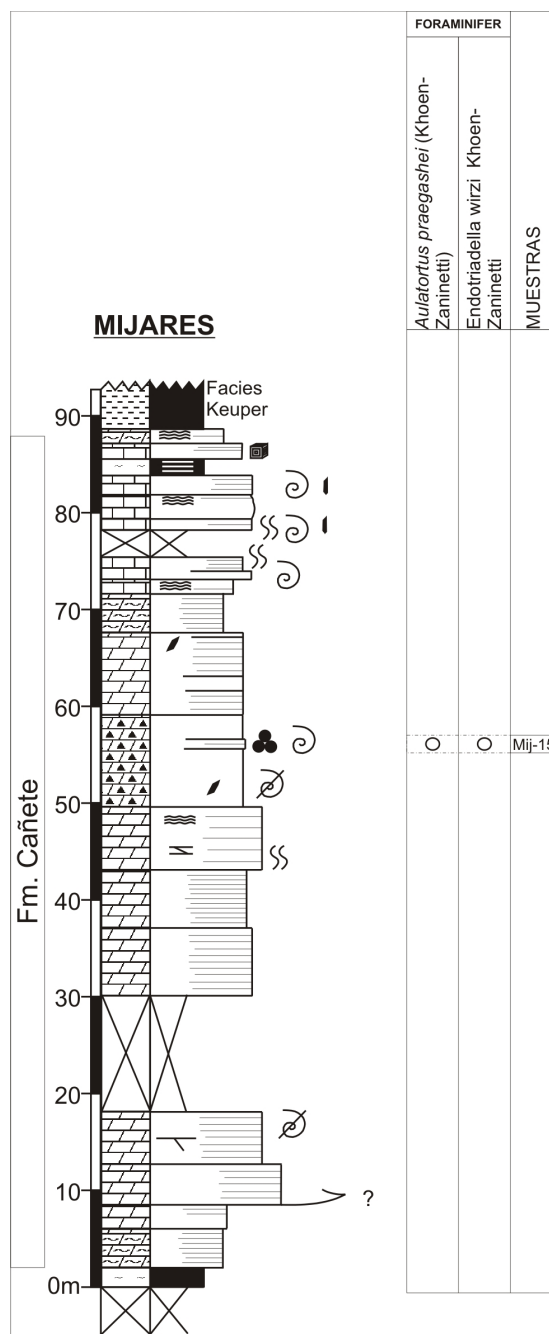


Figura 4.12. Columna de Mijares, Valencia. Fm. Cañete. Modificada de Sánchez-Fernández et al. (2005).

4.3. CORDILLERA COSTERO CATALANA

Una parte importante de los datos que se exponen en este capítulo corresponden a una minuciosa revisión bibliográfica. Ésta se ha centrado fundamentalmente en la parte meridional de la cordillera, que es objeto de estudio de esta tesis, aunque, para el caso del *Muschelkalk inferior*, debido a la gran homogeneidad sedimentológica y faunística que presenta, y a que algunos de los yacimientos mejor conservados se encuentran en la zona septentrional, se ha incluido también información procedente de la misma.

4.3.1. Ammonites

- ***Ammonites del Muschelkalk inferior***

En el *Muschelkalk inferior* de la Cordillera Costero Catalana solamente se han hallado ammonites a techo de la unidad Olesa, en el dominio de Montseny-Llobregat (Marzo y Calvet, 1985). En general se trata de “*Paraceratites*” del grupo *P. occidentalis*, que muestran una notable variabilidad morfológica, y de escasos *Olesites* (*O. villaltai* (Virgili)) y *Beyrichites* sp. (Fig. 4.13). Entre los “*Paraceratites*” destacan las especies descritas por Tornquist (1916): *P. occidentalis*, *P. flexuosiformis* y *P. evolutos-spinosus*, que son de talla grande, y las especies descritas por Bataller, en Bataller y Guerin (1930): *P. catalanicus*, *P. guerini* y *P. almerai*, que son de talla pequeña. Esta asociación, que registra en un intervalo cronoestratigráfico pequeño, puede ser atribuida a la parte más alta del Pelsoniense o a la parte inferior del Illiriense (Goy, 1995).

- ***Ammonites del Muschelkalk superior***

El *Muschelkalk superior* de la Cordillera Costero Catalana presenta un mayor contenido en ammonites, encontrándose las mejores sucesiones en el dominio del Baix-Ebre, en las localidades de Benifallet y Camposines (Venta de Camposines), donde se han encontrado varios niveles con ammonites en la unidad Rasquera y en la unidad Tivissa (Fig. 4.14). Algunos de los ammonites más relevantes de esta zona están figurados en la Lámina I.

La sucesión más completa del Ladiniense de la Península Ibérica corresponde a la región de Venta de Camposines (Fig. 4.15), que comienza con la presencia de *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics), *Eoprotrachyceras* sp., *Anolcites* sp., *Gymnites* cf. *incultus* (Beyrich) en la parte inferior de la unidad Rasquera, y que están datados como Fasaniense inferior. Unos niveles más arriba, ya pertenecientes al Fasaniense superior, se han encontrado *Eoprotrachyceras vilanovai* (D’Archiac), *Anolcites* sp., *Iberites* sp. y *Gymnites* cf. *incultus* (Beyrich). En la base de la unidad Tivissa se cita *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics) asociado a *Iberites pradoi* (D’Archiac), igual que ocurre en la unidad Alcover en la Sierra de Prades, que indican una edad Longobardiense (Goy, 1986, 1995). Es posible que algunos de los especímenes encontrados por encima de los niveles con *P. hispanicum* y citados como *Protrachyceras* por diferentes autores, correspondan en realidad a especies del género *Anolcites* del Longobardiense. También se han citado en la Cordillera Costero Catalana *Nannites* (*N. bittneri* (Mojsisovics) y

N. cf. fugax (Mojsisovics)) procedentes de las “calizas dolomíticas con *Daonella*”, de la región de Begues en el Dominio de Gaia-Montseny (Virgili, 1958),

En las proximidades de Benifallet, procedente de la unidad Rasquera, se han encontrado varios niveles con ammonites de edad Fasanense, donde se han identificado un ejemplar de *Eoprotrachyceras* próximo a *E. vilanovai* (D’Archiac), varias formas del género *Nannites* y finalmente, a techo de la unidad, se han encontrado ejemplares de *Anolcites* próximos a *Anolcites ibericus* (Mojsisovics). A base de la unidad Tivissa, al igual que en Camposines, aparecen *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics) e *Iberites pradoi* (D’Archiac), que indicarían una edad Longobardiense para estos niveles (Goy, 1995).

En general, en el Ladiniense de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero Catalana están presentes las mismas especies de ammonites, a excepción de los *Gevanites*, de los que no hay ningún registro en esta zona. Esto indica que todos los ammonites descritos en esta zona son endémicos o de afinidad alpina (Escudero-Mozo et al., 2005).

4.3.2. Bivalvos

La mayor parte de los datos expuestos en este apartado han sido obtenidos de las tesis doctorales de Virgili (1958) y Márquez-Aliaga (1985). En la primera se incluía una recopilación de los datos existentes para la época, mientras que la segunda incluye una revisión detallada de este grupo de fósiles en la Cordillera Costero Catalana.

- ***Bivalvos del Muschelkalk inferior***

Los ejemplares mejor conservados y más representativos de esta zona corresponden a los yacimientos de Olesa, El Farrel (Baix Ebre-Priorat), Centelles y Figarò (Prades) (Virgili, 1958), donde se identifican, en la unidad Vilella Baixa, las siguientes especies (Márquez-Aliaga, 1985; Márquez-Aliaga y Martínez, 1996): *Astartellopsis triasina* Roemer, *Chlamys* sp., *Costatoria goldfussi* (Alberti), *Elegantina* sp., *Entolium discites* (Schlotheim), *Entolium liscaviensis* Giebel, *Limea* cf. *striata* Schlotheim, *Myophoria vulgaris* (Schlotheim), “*Mytilus*” *eduliformis* (Schlotheim), *Neoschizodus laevigatus* (Goldfuss), *Neoschizodus orbicularis* (Bronn), *Pachymia* sp., *Parallelodon beyrichy* (Strombeck), *Pleuromya elongata* Schlotheim, *Pleuronectites laevigatus* Schlotheim, *Pseudocorbula gregaria* (Munster), *Pseudocorbula* sp. y *Umbostrea cristadiformis* (Schlotheim) (Fig. 4.13).

Aunque el *Muschelkalk inferior* de la Cordillera Costero Catalana presenta más diversidad específica que la Fm. Landete de la Cordillera Ibérica, las asociaciones de bivalvos de esta zona presentan las mismas características, estando formadas mayoritariamente por especies cosmopolitas típicas de ambientes someros y/o restringidos y que muestran una clara afinidad con las provincias Germánica/Alpina (Paleotethys) (Budurov et al., 1993; Escudero-Mozo et al., 2015).

- ***Bivalvos del Muschelkalk superior***

El *Muschelkalk superior* del Baix-Ebre presenta tres asociaciones de bivalvos que aparecen asociadas a diferentes facies y con un significado ambiental diferente (Fig. 4.14).

Las dos primeras asociaciones se encuentran dentro de la unidad Rasquera, que como ya se ha dicho, está formada por varios ciclos somerizantes (Calvet y Tucker, 1988; Calvet et al., 1990). La primera de estas asociaciones está compuesta por numerosos ejemplares de *Daonella* cf. *lommeli* (Wissmann) y *Bositra wengensis* (Wissmann) y aparece siempre a base de los primeros ciclos de la unidad, asociada a las mismas facies. Estas facies consisten en una alternancia centimétrica de lutitas y niveles de calizas, en las que los bivalvos siempre aparecen a base y techo de estos niveles carbonáticos. Estos bivalvos confirman la interpretación de las facies basales como pertenecientes a un ambiente de rampa externa (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996).

La segunda de las asociaciones de bivalvos de la unidad Rasquera aparece a techo de los ciclos superiores, y está formada por las siguientes especies: *Bakevellia subcostata* (Goldfuss), *Chlamys* sp., *Entolium discites* (Schlotheim), *Limea costata* (Goldfuss), *Limea vilasecai* (Schmidt), *Elegantina* sp. y *Pleuromya elongata* (Schlotheim). Se interpreta como característica de un ambiente submareal tranquilo más proximal que la primera (Calvet y Tucker, 1995; Márquez-Aliaga y Martínez, 1996).

Por último, en los niveles terminales del *Muschelkalk superior*, Virgili (1958) cita la aparición de: *Cassianella decussata* (Munster), *Costatoria goldfussi* (Alberti) y *Elegantina sublaevis* Schmidt. Estos niveles podrían equivaler al techo de la unidad Capafons y corresponderían a ambientes poco profundos en medios altamente inestables y restringidos (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996).

En general, la mayoría de estas asociaciones están formadas por bivalvos epibentónicos y cosmopolitas típicos de la provincia Germánica/Alpina, no habiéndose encontrado ningún taxón común con la bioprovincia Sefardí (Escudero-Mozo et al., 2005). Algunos como la *Daonella* cf. *lommeli* o la *Cassianella decusata* están ampliamente representadas en las zonas alpinas (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996).

4.3.3. Braquiópodos

Como en la Cordillera Ibérica, este grupo fósil está muy mal representado, encontrándose muy pocos ejemplares en toda el área.

- ***Braquiópodos del Muschelkalk inferior***

En la unidad Vilella Baixa ha sido citada numerosas veces la presencia del braquiópodo *Mentzelia mentzeli* (Dunker) (Fig. 4.13) (Schmidt, 1932a; Virgili, 1958; Calvet y Ramón, 1987, y referencias incluidas en ellos), sugiriendo una edad Anisiense para esta unidad.

- ***Braquiópodos del Muschelkalk superior***

En el *Muschelkalk superior* de esta zona se han encontrado algunas especies de braquiópodos en la provincia de Tarragona (Fig. 4.14). En el yacimiento de Camposines Mallada (1890) cita *Coenothyris stopanii* Suess, *Aulacothyris angusta* Schlotheim y *Halorella decurtata* Girard y, en la localidad de Paùls Virgili, (1958) cita la presencia de *Lingula tenuissima* Bronn.

4.3.4. Foraminíferos

- ***Foraminíferos del Muschelkalk inferior***

En el *Muschelkalk inferior* de la Cordillera Costero Catalana se han encontrado dos asociaciones de foraminíferos, en la unidad Olesa y en la unidad Vilella Baixa, respectivamente (Fig. 4.13). La asociación de la unidad Olesa está compuesta por: *Diplotremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Earlandia tintinniformis* Misik, *Hemigordius chialingchiangensis* (Ho), *Hoyenella sinensis* Ho y *Trochamina almtalensis* Koehn-Zaninetti. En la unidad Vilella Baixa la asociación está formada por: *Calcitornella* sp., *Dentalina* sp. y *Nodosaria* sp. (Budurov et al., 1993).

Estas asociaciones son típicas del Anisiense medio-superior de la zona alpina y están formadas por fauna común con otras regiones del Paleotethys. Son características de la parte superior de la Zona de *Pilamina densa* del Anisiense superior, e indican una edad Pelsoniense superior-Illiriense (Budurov et al., 1993; Márquez, 1994).

- ***Foraminíferos del Muschelkalk superior***

En el *Muschelkalk superior* de esta zona, concretamente en la unidad Rasquera, aparece una única asociación de foraminíferos (Fig. 4.14), que se caracteriza por presentar una diversidad específica relativamente buena. Se trata de una asociación de ambientes de rampa profunda proximal, que indican una edad Ladiniense superior y presenta las siguientes especies (Márquez et al., 1991; Márquez et al., 1994): *Agathammina* sp., *Austrocolomia* cf. *marshalii* Oberhauser, *Calcitornella* sp., *Cyclogyra pachygyra* (Guembel), *Dentalina* cf. *cassiana* Guembel, *Dentalina gerkei* Styk, *Duostomina* cf. *alta* Kristan-Tollmann, *Earlandia tintinniformis* (Misik), *Grillina* aff. *oberhauseri* Sellier De Civrieux y Dessauvage, *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Nodosaria* sp., *Oberhauserella mesotriasica* (Oberhauser), *Ophthalmidium* sp., *Planiinvoluta carinata* Leischner, *Reophax asperus* Cushman y Waters y *Texturalina* cf. *exigua* (Schwager). Algunos de los ejemplares de esta asociación están recogidos en la Lámina VIII, y se corresponden con ejemplares refigurados de Márquez et al. (1991).

Esta asociación está formada por fauna bien conocida en otras partes de Europa y Asia, así como por especies originarias de la cuenca Alemana como de *D. gerkei*, indicando una clara influencia de ambas zonas.

4.3.5. Conodontos

- ***Conodontos del Muschelkalk inferior***

En el *Muschelkalk inferior* del dominio del Baix-Ebre se han encontrado varios niveles que contienen conodontos en las unidades Olesa y Vilella Baixa (Fig. 4.13), en las columnas de L'Atmetlla y Riera de Sant Jaume (Márquez-Aliaga et al., 2000). La mayoría de estos conodontos se hallan a techo de la unidad Olesa, donde se han identificado siete especies: *Neogondolella basisymmetrica* Budurov y Stefanov, *Neogondolella constricta* Moscher y Clark, *Neogondolella cornuta* (Budurov y Stefanov), *Neogondolella excentrica* (Budurov y Stefanov), *Paragondolella bifurcata* (Budurov y Stefanov), *Paragondolella bulgarica* (Budurov y Stefanov), *Paragondolella hanbulogi* (Sudar y Budurov). Estos conodontos indican una edad Pelsoniense para casi toda la unidad Olesa, y una edad Illiriense basal para los últimos metros de la misma. En la base de la unidad Vilella Baixa los conodontos son mucho menos abundantes, habiéndose encontrado únicamente ejemplares de *Neogondolella constricta* Moscher y Clark, que indicarían una edad Illiriense para estos niveles.

Estos conodontos son típicos del dominio del Paleotethys, encontrándose asociaciones similares en Bulgaria (Budurov et al., 1993), Italia (Mietto y Petroni, 1980) o Serbia (Urosevic y Sudar, 1991).

- ***Conodontos del Muschelkalk superior***

Para el Ladiniense, en la zona del Baix Ebre se han encontrado conodontos en la unidad Rasquera y la unidad Tivissa (Fig. 4.14).

En la unidad Rasquera se han encontrado abundantes ejemplares, identificándose las mismas dos especies que en la Cordillera Ibérica: *Pseudofurnishius murcianus* Van den Boogard y *Sephardiella mungoensis* (Diebel). Estos elementos están siempre en las mismas facies que los bivalvos (alternancia centimétrica de lutitas y niveles de calizas), siendo mucho más abundante *Sephardiella mungoensis*, que aparece tanto en las lutitas como en las calizas, que *Pseudofurnishius murcianus*, que sólo aparece en los niveles de calizas. La presencia de estas dos especies indica una edad Ladiniense.

En la base de la unidad Tivissa se han encontrado las mismas especies que en la unidad Rasquera, mientras que a techo de Tivissa solo aparece *Sephardiella mungoensis* (Diebel).

4.3.6. Asociaciones de polen y esporas

- ***Asociaciones de polen y esporas del Muschelkalk inferior y de la facies Röt***

No se han encontrado asociaciones de polen y esporas dentro del *Muschelkalk inferior*, pero si se han descrito dos asociaciones palinológicas en la unidad infrayacente (complejo lutítico, carbonatado, evaporítico superior (facies Röt)). La primera de ellas proporcionó

escasos ejemplares de *Lundbasdispora* sp. y de *Cycadopites*, que aportan poca información en cuanto a la datación (Calvet y Marzo, 1994). La segunda asociación, más completa, está formada por: Tétrada de *Alisporites* sp., *Alisporites cacheutensis* Jain, *Angustisulcites klausii* Freudenthal, *Chordasporites singulicorda* Klaus, *Duplicisporites* sp., *Hexasaccites muelleri* (Reinhardt y Schmitz) Adloff y Doubinger, *Illinites* sp., *Lunatisporites noviaulensis* (Leschi) Fisher, *Microcachryidites* sp., *Microcachryidites doubingeri* Klaus, *Platysaccus papilionis* Potonié y Klaus, *Paracirculina scurrilis* Scheuring, Tetrada de *Punctatisporites* sp., *Punctatisporites triassicus*, *Rewanispora* cf. *vermiculata* Antonescu y Taugourdeau-Lantz, *Striatoabieites aytugii* (Visscher) Scheuring, *Triadisporea* sp., *Triadisporea epigona* Klaus, *Triadisporea falcata* Klaus, *Triadisporea staplinii* (Jansonius) Klaus, *Triadisporea suspecta* Scheuring, *Verrucosisorites* sp., *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus. La presencia de *Hexasaccites muelleri* en esta asociación indica una edad Anisiense, mientras que la aparición de *Duplicisporites* sp., *Paracirculina scurrilis* y *Voltziaceasporites heteromorpha* permitiría precisar mejor la edad indicando posiblemente un Illiriense basal (Galán-Abellán, 2011; Díez et al., 2012).

- **Asociaciones de polen y esporas del Muschelkalk superior**

En el *Muschelkalk superior* de la Cordillera Costero Catalana se han citado varias asociaciones palinológicas que dan una edad Ladiniense para las unidades carbonáticas e indican una edad Carniense para la base de la facies Keuper (Marzo y Calvet, 1985; Solé de Porta et al., 1987; Clavet y Marzo, 1994). En el Dominio del Baix Ebre hay citada una asociación palinológica en la zona de Benifallet, encontrada en los niveles margosos de la unidad Rasquera que contiene las siguientes especies: *Triadisporea crassa* Klauss, *Triadisporea* sp., *Praecirculina granifer* Klauss, *Ovalipollis ovalis* Krutzsch, *Staurosaccites quadrifidus* Dolby y *Camerosporites secatus* Leschik. La presencia de *Camerosporites* y la ausencia de formas Carnienses en estos niveles, sugiere una edad Ladiniense.

4.3.7. Otros fósiles

Dentro de las unidades estudiadas en esta zona se han encontrado otros grupos fósiles, como nautiloideos, ostrácodos, algas, equinodermos, serpulidos e icnofósiles, pero por su mala conservación, su escasez y la poca información que pueden aportar no se han recogido en este capítulo.

4.3.8. Contenido paleontológico y columnas de la Cordillera Costero Catalana

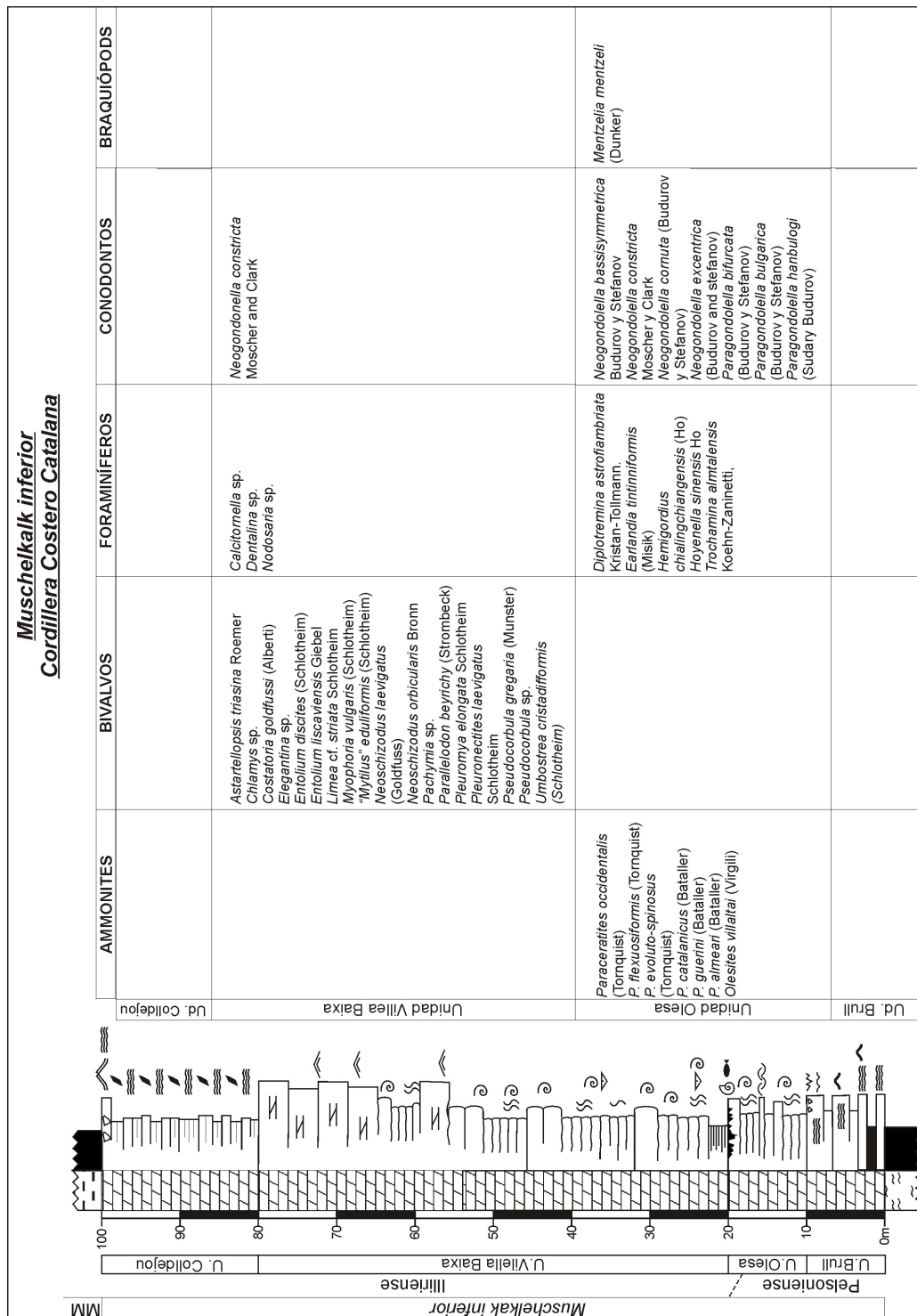


Figura 4.13. Columna sintética del Muschelkalk inferior (modificada de Calvet et al., 1990) con la posición estratigráfica del principal contenido fósil. .

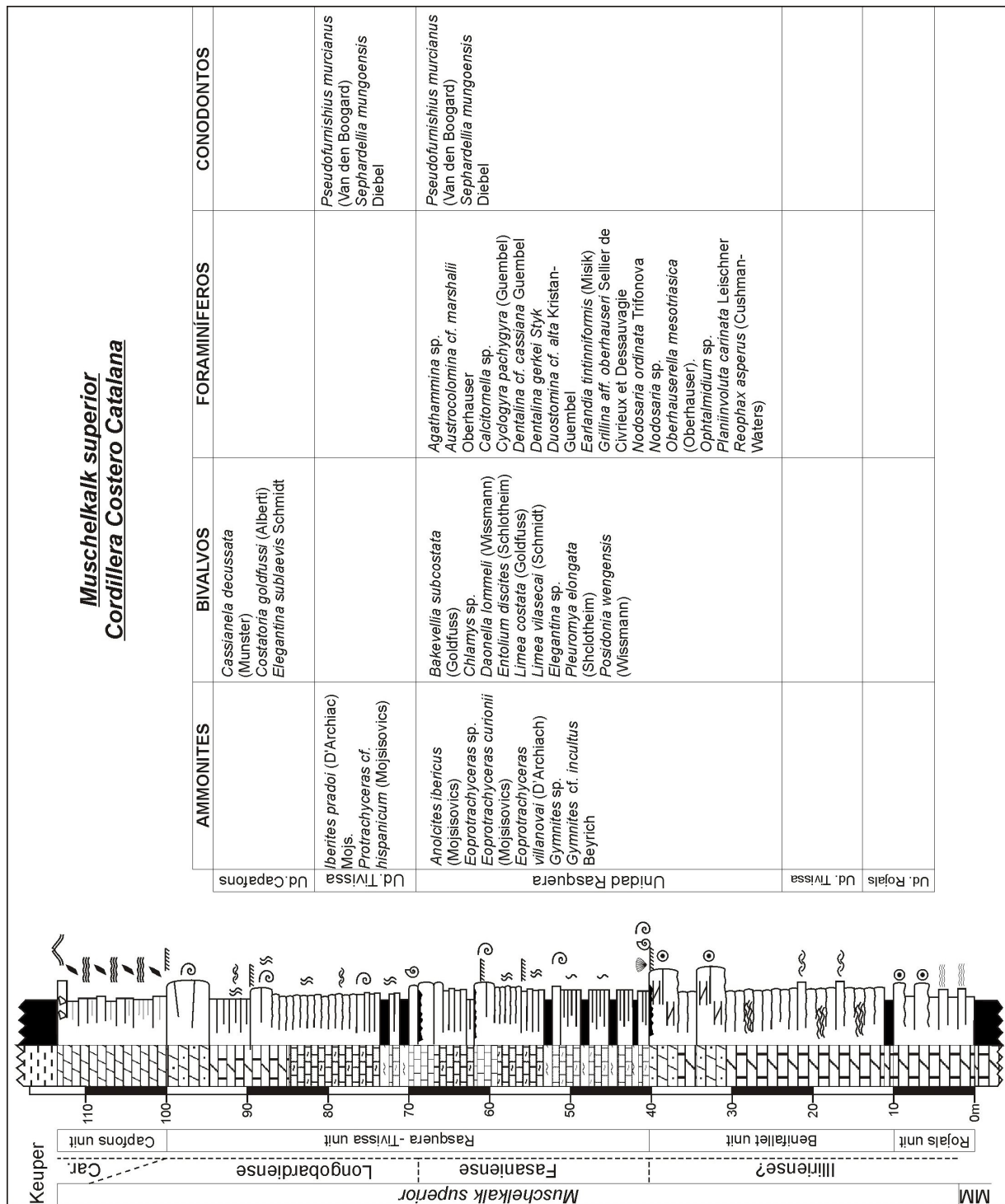


Figura 4.14. Columna sintética del Muschelkalk superior (modificada de Calvet et al., 1990) con la posición estratigráfica del principal contenido fósil.

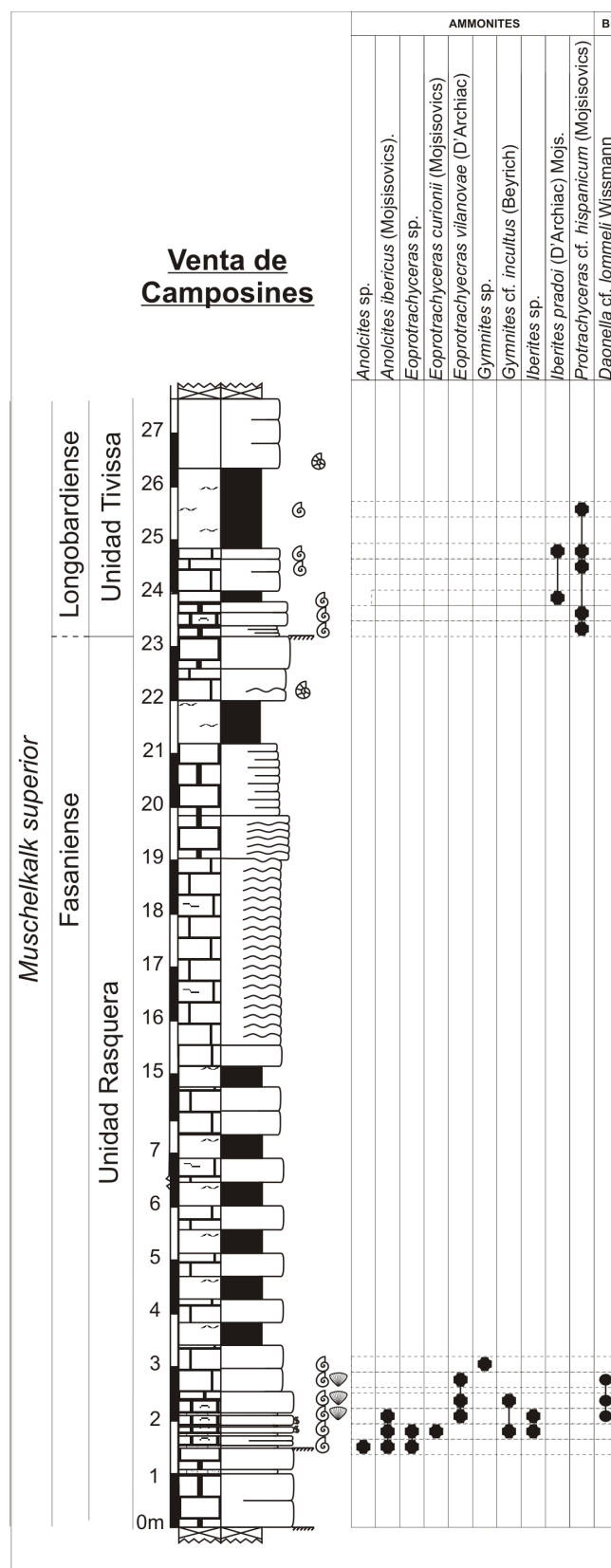


Figura 4.15. Columna de Camposines, Muschelkalk superior con la posición estratigráfica del principal contenido fósil (ammonites y bivalvos). Modificada de Goy, inédita.

4.4. MENORCA

En este apartado se expone el contenido paleontológico aportado por las cinco columnas estratigráficas levantadas en Menorca, y que incluye una notable fauna de ammonites. También se recopilan datos previos sobre este grupo y sobre bivalvos y foraminíferos descritos en esta zona. (Fig. 4.16).

4.4.1. Ammonites

En comparación con el resto del E de Iberia, las unidades en facies Muschelkalk de Menorca son relativamente ricas en ammonites, presentando la sucesión más completa y representativa del Triásico Español (Llompart et al., 1987; Goy, 1995). Todos estos ammonites provienen de la Fm. Arenal d'en Castell, no habiéndose encontrando hasta el momento ninguno en la Fm. Monte Toro ni en la Fm. Fontanelles.

- ***Ammonites de la Fm. Arenal d'en Castell***

En este apartado se hace un listado de los ejemplares encontrados en cada columna junto con algunos datos paleobiogeográficos y biocronoestratigráficos generales, los cuales serán desarrollados en detalle en los próximos apartados junto con los datos de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. En todas las series de Menorca se han encontrado especímenes considerados característicos del Ladinense inferior (Fasaniense) y superior (Longobardiense) siendo muy escasos los ammonites pertenecientes al Carniense (Goy, 1995).

-Columna de Punta de S'Apres (Fig. 4.17). Es la columna en la que menos ammonites se han encontrado, habiéndose podido clasificar únicamente cuatro ejemplares, que sin embargo tienen un gran interés cronoestratigráfico. En concreto se han identificado de base a techo: *Eoprotrachyceras* sp., *Protrachyceras* sp., *Protrachyceras* cf. *negevense* Parnes y *Daxatina canadensis* (Whiteaves). Los niveles que contienen *Eoprotrachyceras* se consideran de edad Fasaniense mientras que los niveles de *Protrachyceras* son característicos del Longobardiense. Cabe destacar que pese a su escaso registro es la única columna en la que se han encontrado ammonites de edad Carniense (*Daxatina*).

-Columna de Punta d'es Vernis (Fig. 4.18). Junto con la de Arenall d'en Castell es una de las columnas que presenta uno de los mejores registros de ammonites de toda la isla. En la base de la formación se han identificado varios taxones característicos del Fasaniense: *Israelites* cf. *ramonensis* Parnes, *Gymnites* sp., *Gymnites schmidt* Goy, *Nannites* spp., *Nannites mambrini* Schmidt, *Thanamites?* sp., *Proarcestes* sp., *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics) y *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac). En la parte media y alta de la unidad se han identificado: *Iberites pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics, *Iberites* aff. *pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics, *Protrachyceras* sp., "*Protrachyceras*" sp., *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics), *Anolcites* sp. y *Anolcites hermitei* (Schmidt). Estos ammonites se consideran característicos del Longobardiense.

-Columna de El Toro (Fig. 4.19). En esta serie, a base de la formación Arenal d'en Castell, se han encontrado varios niveles que contienen *Gymnites schmidt* Goy, *Nannites* sp., *Nannites mambrini* Schmidt, *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics), *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac), *Falsanolcites* sp. y *Anolcites ibericus* (Mojsisovics). Estos ammonites se consideran típicos del Fasaniense. Por encima de ellos, se han descrito *Iberites pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics, *Protrachyceras* sp., *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics), *Protrachyceras ladinum* (Mojsisovics) y *Anolcites* sp., asociación característica del Longobardiense.

-Columna de Arenal d'en Castell (Fig. 4.20). Es la serie que muestra la sucesión más completa en toda la isla. En la parte inferior de la Fm. Arenal d'en Castell se ha descrito una asociación considerada como Fasaniense que contiene: *Chieseiceras* sp., *Falsanolcites* sp., *Hungarites* sp., *Iberites?* sp., *Gymnites schmidt* Goy, *Nannites* sp., *Nannites mambrini* Schmidt, *Nannites capucinus* Schmidt, *Thanamites* sp., *Proarcestes* sp., *Eoprotrachyceras* sp., *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics), *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac) y *Anolcites ibericus* (Mojsisovics). Al igual que en la columna de Punta d'es Vernis, en la parte media y superior de la serie se encuentra una asociación típica del Longobardiense, caracterizada por una menor diversidad que la del Fasaniense, y que incluye tan solo cuatro especies: *Iberites pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics, *Iberites pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics, *Protrachyceras hispanicum* (Mojsosovics), *Anolcites* cf. *doleriticus* (Mojsisovics) y *Anolcites hermitei* (Schmidt).

-Columna de Turdonell de Dalt (Fig. 4.21). El registro de ammonites de la parte inferior de la Fm. Arenal d'en Castell en esta serie incluye varios ammonites característicos del Fasaniense: *Nannites mambrini* Schmidt, *Nannites pinguis* Schmidt, *Eoprotrachyceras* sp., *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics) y *Anolcites?* sp., mientras que la parte media y superior aportan *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics), *Anolcites hermitei* (Schmidt) y *Anolcites* aff. *rasilis* Tozer, que son característico del Longobardiense.

El registro de ammonites de Menorca, está formado principalmente por especies endémicas de esta zona del Tethys que también aparecen en la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, junto con algunos géneros con amplia distribución en áreas alpinas (*Chieseiceras*, *Falsanolcites*, *Thanamites*, *Proarcestes*, *A. doleriticus* y muy escasos especímenes propios de la bioprovincia Sefardí (*Israelites*) (Hirsch, 1977, 1985, 1987, Márquez-Aliaga et al., 1986; Escudero-Mozo et al., 2005).

4.4.2. Bivalvos

Se han identificado pocas especies de bivalvos en la isla de Menorca, todas ellas situadas en la Fm. Arenal d'en Castell. La mayoría de los ejemplares encontrados son de edad Ladiniense, excepto los hallados a techo de la columna de Punta de S'Apres, que serían de edad Carniense. Las dataciones de estos bivalvos están basadas en la información que aportan los ammonites.

- **Bivalvos de la Fm. Arenal d'en Castell**

Los bivalvos encontrados en la isla se pueden dividir en tres grupos, según la posición estratigráfica, la edad y el significado paleoambiental (Fig. 4.16).

El primero de estos grupos estaría formado por la asociación constituida por: *Daonella* cf. *lommeli* (Wissmann) y *Bositra wengensis* (Wissmann). Esta asociación siempre aparece en la parte inferior de la Fm. Arenal d'en Castell e indican un ambiente de plataforma abierta distal. Los niveles de *Daonella*, se han identificado en todas las columnas revisadas.

El segundo grupo está formado por *Cassianella decussata* (Münster) y *Costatoria goldfussi* (Alberti), y se ha encontrado únicamente en la parte superior de la Fm. Arenal d'en Castell en la columna de Punta de S'Apres (Fig. 4.17). La aparición del ammonite *Daxatina canadensis* (Whiteaves) en estos tramos, y el hecho de que la *C. decussata* es una especie característica de las capas de San Cassian del Triásico Alpino (Schmidt, 1935) de edad Carniense, indican una edad Carniense para esta asociación (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996; Goy, 1995).

El último grupo estaría formado por bivalvos de ambientes relativamente más someros y localizados en posiciones estratigráficas variables a lo largo de la serie. Estos bivalvos son: *Pseudocorbula gregaria* (Münster), *Umbostrea cristadiformis* (Schlotheim), *Costatoria goldfussi* (Alberti) (Fig. 4.16) y ocasionales ejemplares de *Astarte* cf. *triasina* (Roemer).

En general todos los bivalvos encontrados en Menorca son cosmopolitas y muestran una clara afinidad con el dominio del Tethys, no habiéndose encontrado ejemplares de la bioprovincia Sefardí en la isla.

4.4.3. Foraminíferos

- **Foraminíferos de la Fm. Arenal d'en Castell**

En la isla de Menorca han sido citados algunos foraminíferos en la Fm. Arenal d'en Castell, identificándose entre otras las siguientes especies: *Lamelliconus procerus* (Liebus), *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser), *Aulotortus praegaschei* (Koehn-Zaninetti) y *Lamelliconus biconvexus* (Oberhauser). Esta fauna indica una edad Ladiniense superior (Vachard et al., 1989; Márquez, 1994). Asociaciones similares aparecen en la zona meridional de la Cordillera Ibérica y en la columna de Calanda descritas en el apartado anterior.

Para mayor información sobre este grupo fósil en Menorca nos remitimos al artículo de Vachard y Colin (1994) donde se realiza un estudio detallado de una asociación de foraminíferos encontrados en la base de la Fm. Arenal d'en Castell.

4.4.4. Contenido paleontológico y columnas estratigráficas de Menorca

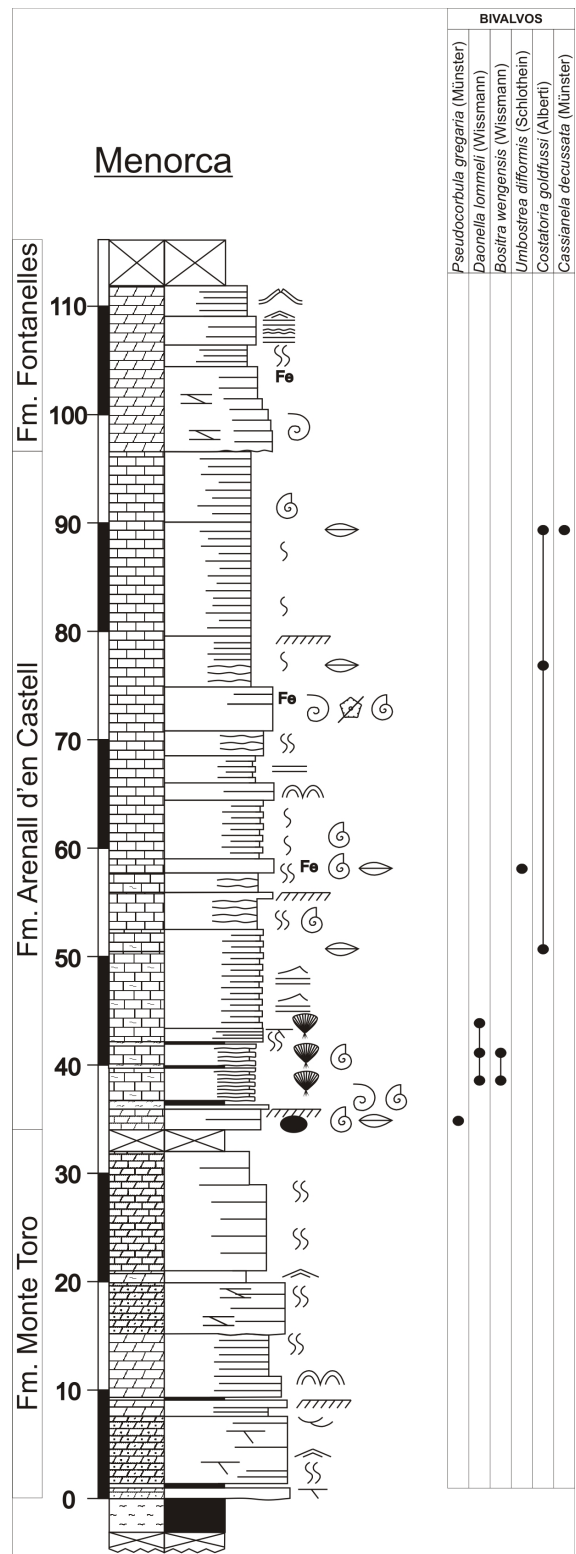


Figura 4.16. Columna sintética general de las facies Muschelkalk de Menorca, con la posición estratigráfica aproximada de las principales especies de bivalvos.

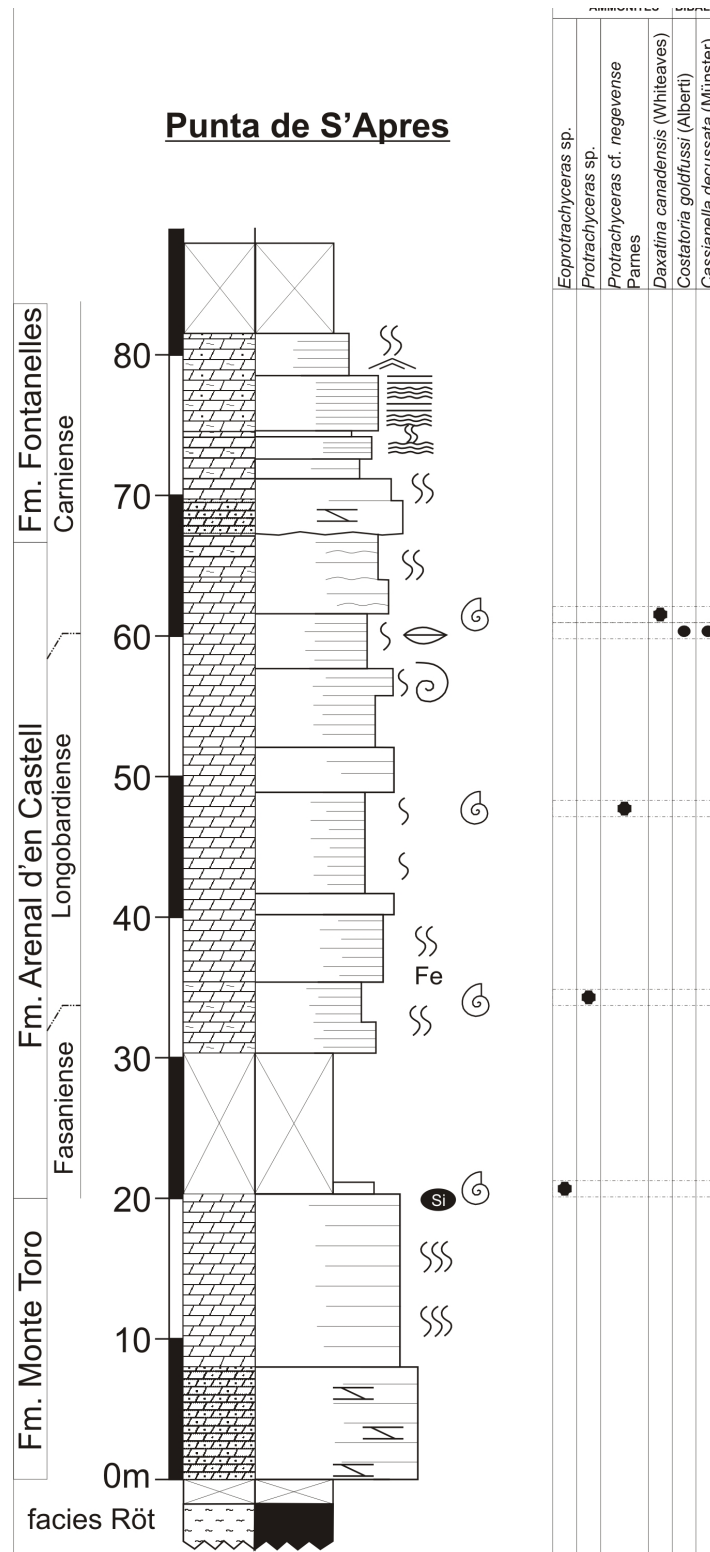


Figura 4.17. Contenido fósil de la columna de Punta de S'Apres, Menorca.

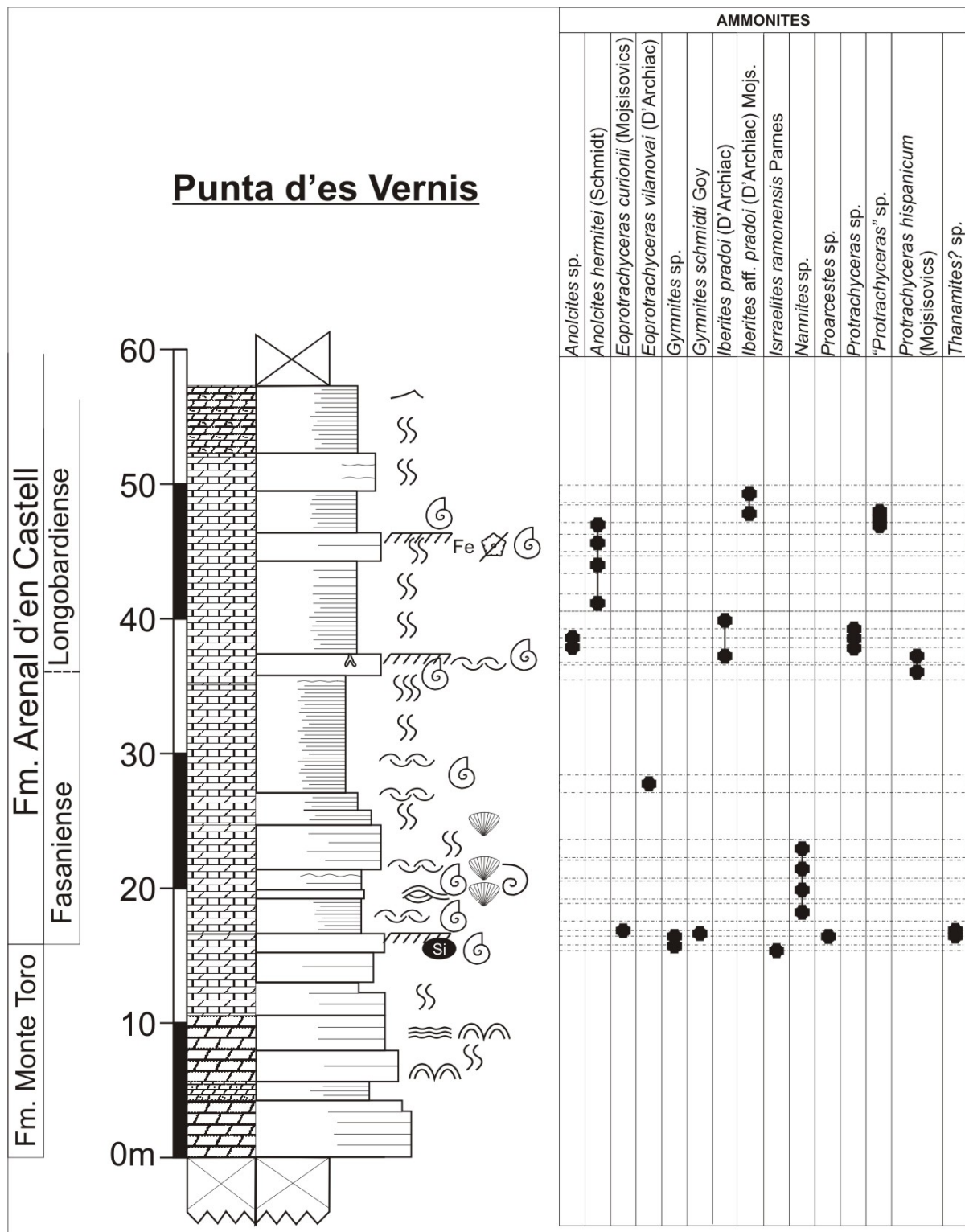


Figura 4.18. Contenido fósil de la columna de Punta d'es Vernis, Menorca.

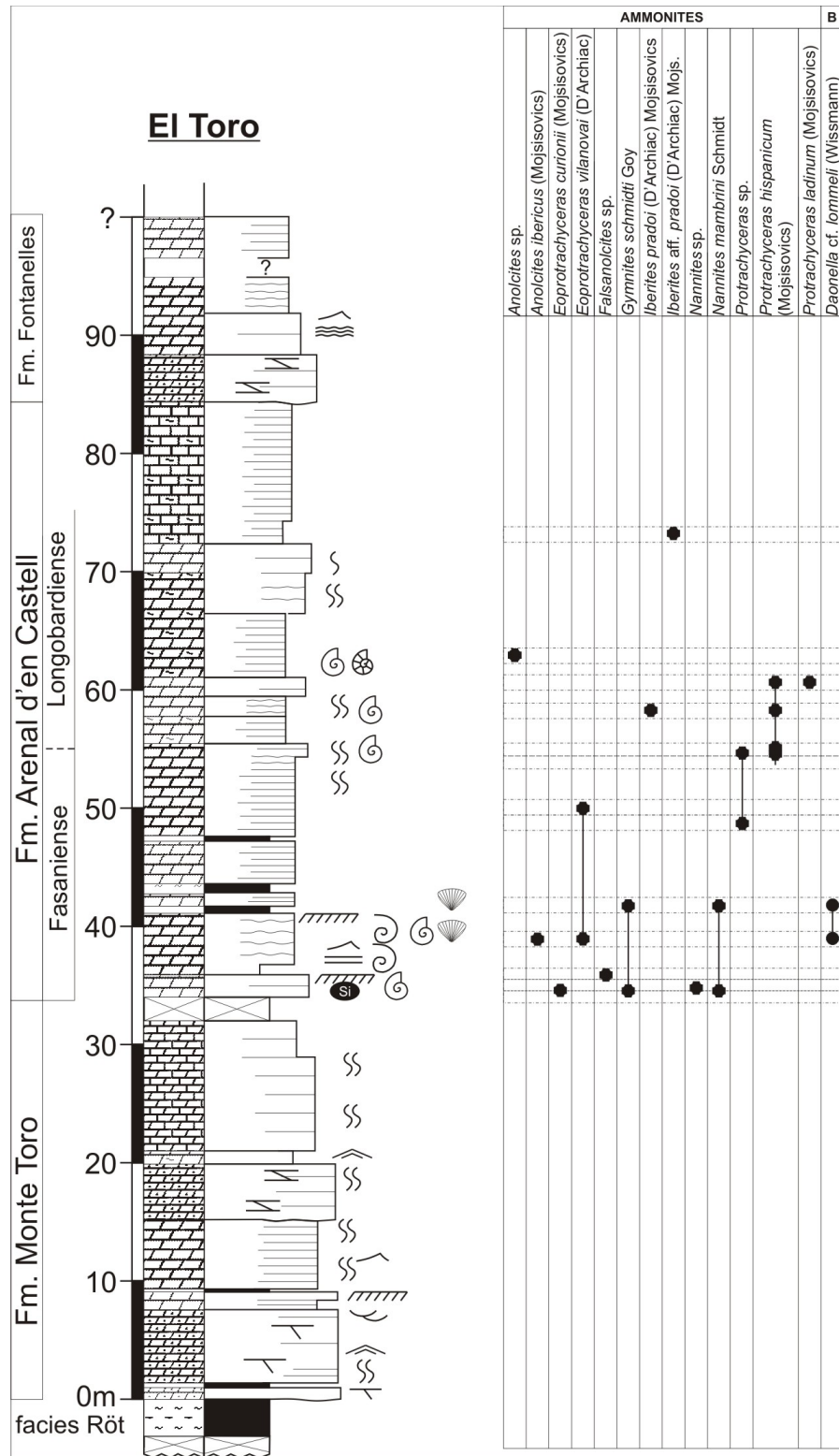


Figura 4.19. Contenido fósil de la columna de El Toro, Menorca. B: bivalvos.

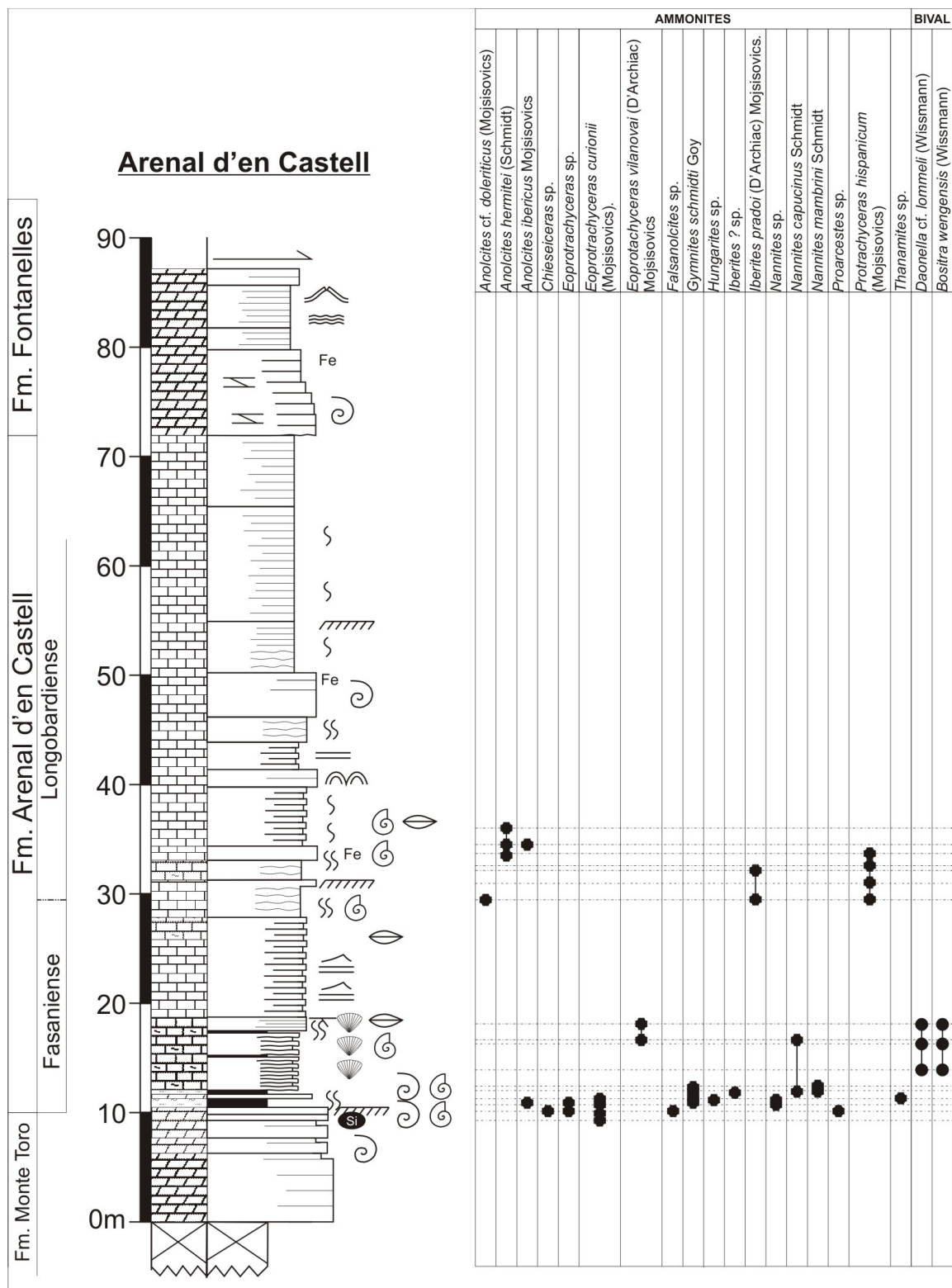


Figura 4.20. Contenido fósil de la columna de Arenal d'en Castell, Menorca. BIVAL: bivalvos.

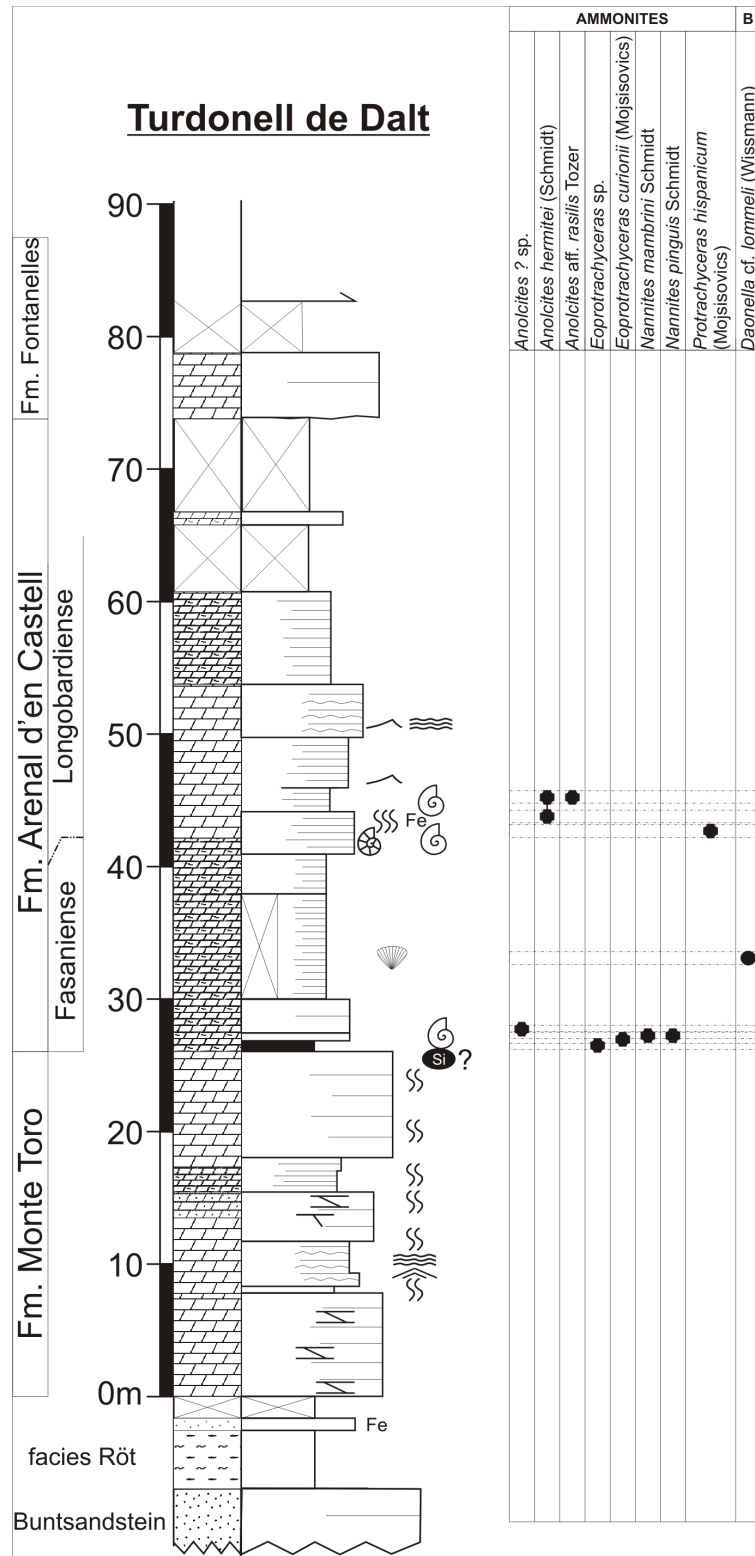


Figura 4.21. Contenido fósil de la columna de Turdonell de Dalt, Menorca. B: bivalvos.

4.5. BIOCRONOESTRATIGRAFÍA DE AMMONITES

A pesar de los numerosos estudios realizados del Triásico Medio, en facies Muschelkalk, en la Cordillera Ibérica, la Cordillera Costero Catalana y Menorca desde la segunda mitad del siglo XIX, son relativamente pocos los ammonites encontrados en estos materiales. Sobre este tema en concreto cabe destacar, entre otros, los trabajos de: Hermitei, 1879; Nolan, 1887; De Verneuil, 1854; Mojsisovics, 1882, 1887; Tornquist, 1909, 1916; Fallot, 1923; Bataller y Guerin 1930; Hollister, 1934; Schmidt, 1936; Virgili, 1958; Bourrouilh 1973; Llopart et al., 1987; Goy, 1995. Sin embargo, hay que lamentar que la mayor parte de los ammonites recogidos por estos autores, conservados en centros alemanes, fueron destruidos o se perdieron durante la segunda guerra mundial, y a día de hoy, sólo se dispone de las citas efectuadas por diversos autores y de las descripciones y figuras proporcionadas, principalmente, por E. Mojsisovics y M. Schmidt en sus obras.

El principal objetivo de este capítulo es profundizar en el estudio de las sucesiones de ammonites obtenidas en las tres zonas de estudio. Para tal fin, en colaboración con el Dr. Antonio Goy de la Universidad Complutense de Madrid, se ha llevado a cabo un intenso trabajo de recopilación y revisión de los ammonites del Triásico Medio de la Cordillera Ibérica, de la zona meridional de la Cordillera Costero Catalana y de Menorca. Este trabajo de revisión nos ha permitido mejorar la datación de las unidades estudiadas, y llevar a cabo una puesta a punto de la escala biocronoestratigráfica del Triásico Medio para el este de la Península Ibérica y Menorca. Esta escala es la base cronoestratigráfica sobre la que se asienta el análisis estratigráfico secuencial y la correlación y comparación de las plataformas triásicas estudiadas con las de otros sectores del Tethys. De hecho, las sucesiones de ammonites descritas en los apartados anteriores han permitido definir varias biozonas (que comienzan con la primera aparición de los fósiles índices) tanto en Menorca como en el este de Iberia, que se pueden correlacionar con las cronozonas estándar del Tethys. A continuación, se hace una descripción de estas biozonas en cada área de estudio.

4.5.1. Menorca

Como ya hemos dicho anteriormente, en Menorca se encuentra definida la sucesión más completa y representativa de ammonoideos para el Ladiniense de España. Debido a este motivo, y como ya hemos indicado previamente, se ha realizado en esta zona un intenso trabajo de recopilación y revisión de las sucesiones de ammonites y de la bioestratigrafía obtenida en las cinco series estudiadas: Turdonell de Dalt (TU), Arenal d'en Castell (AC), El Toro (TO), Punta d'es Vernis (PV) y Punta de S'Apres (SA) (Fig. 4.22). Para la descripción de las biozonas, se utiliza también información procedente de la columna de Illa Sargantana (IS) (Llopart et al., 1987), donde se han encontrado algunos de los ammonites mejor conservados. Aunque muchos de los ammonites que se citan en este capítulo fueron ya figurados por Goy (1986, 1995), debido a su relevancia algunos de estos ejemplares se han vuelto a figurar junto con algunos de los nuevos especímenes encontrados durante la realización de este trabajo, en las Láminas IX, X y XI.

En el presente trabajo también se han revisado los datos disponibles de la columna de Coves Velles, ya que muchos de los ammonites de Menorca citados por los autores clásicos provienen de allí, y además es la localidad tipo de varias especies (*Aspidites? menorcinus*, *Nannites capucinus*, *Nannites mambrini*, *Nannites pinguis* y *Protrachyceras hermitei*) descritas por Schmidt (1936). Este último autor sitúa estas especies, junto a otras de *Protrachyceras* (*P. cf. pseudoarchelaus*, *P. vilanovai* y *P. hispanicum*), en el Fasanense superior; sin embargo, con los datos disponibles en la actualidad se considera que *Protrachyceras hispanicum* y *Anolcites hermitei* (inicialmente clasificado como *Protrachyceras*) son especies típicas de la parte inferior y media del Longobardiense. Esta revisión no se pudo llevar a cabo en el campo ya que los afloramientos han sido muy modificados en las últimas décadas por cultivos, rellenos de canteras, actuaciones urbanísticas y explotaciones hidrogeológicas.

4.5.1.1. Anisiense

Aunque Fallot (1923, p. 8) cita "*Ceratites occidentalis*" Tornquist, en el área de Turdonell de Dalt, no han sido encontrados ammonites de edad Anisiense, ni por Llompart et al. (1987) ni durante la realización de este trabajo. Por otro lado, no se han tenido en cuenta los "*Ceratites*" citados por Hermitei (1879, p. 111), que corresponderían a dos supuestas especies nuevas, ya que nunca han sido suficientemente descritos ni figurados, y los originales no pudieron ser hallados por Schmidt (1936).

4.5.1.2. Ladiniense

La sucesión de ammonites dentro de las diferentes secciones levantadas en Menorca empieza, con seguridad, lejos de la base de las unidades en facies Muschelkalk, a partir de unos característicos niveles con nódulos de silex, que se reconocen en toda la isla y que han sido atribuidos al Ladiniense inferior (Goy, 1995) (Fig. 4.22).

- ***Ladiniense inferior***

La sucesión de ammonoideos obtenida en Menorca ha permitido caracterizar dos biozonas de ammonites para el Fasanense (Figs. 4.22, 4.23):

-*Biozona Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics). Esta caracterizada por la presencia de la especie índice, identificada en prácticamente todas las secciones estudiadas (TU, AC, TO, SA y PV), junto con *Chieseiceras* sp. (AC), *Falsanolcites* sp. (AC), *Anolcites ibericus* Mojsisovics (AC), *Nannites mambrini* Schmidt (TU, AC, TO, SA, PV), *Nannites capucinus* Schmidt (AC), *Nannites* sp., *Gymnites schmidtii* Goy (AC, TO, SA, PV), *Thanamites* sp. (AC, PV), *Proarcestes* sp. (AC, PV), *Israelites* cf. *ramonensis* Parnes (PV) e *Iberites?* sp. (AC).

En conjunto, es la biozona que muestra más diversidad taxonómica de todas las caracterizadas en Menorca. En esta biozona, además de especies endémicas típicas de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana (López-Gómez et al., 1998), se encuentran otras con

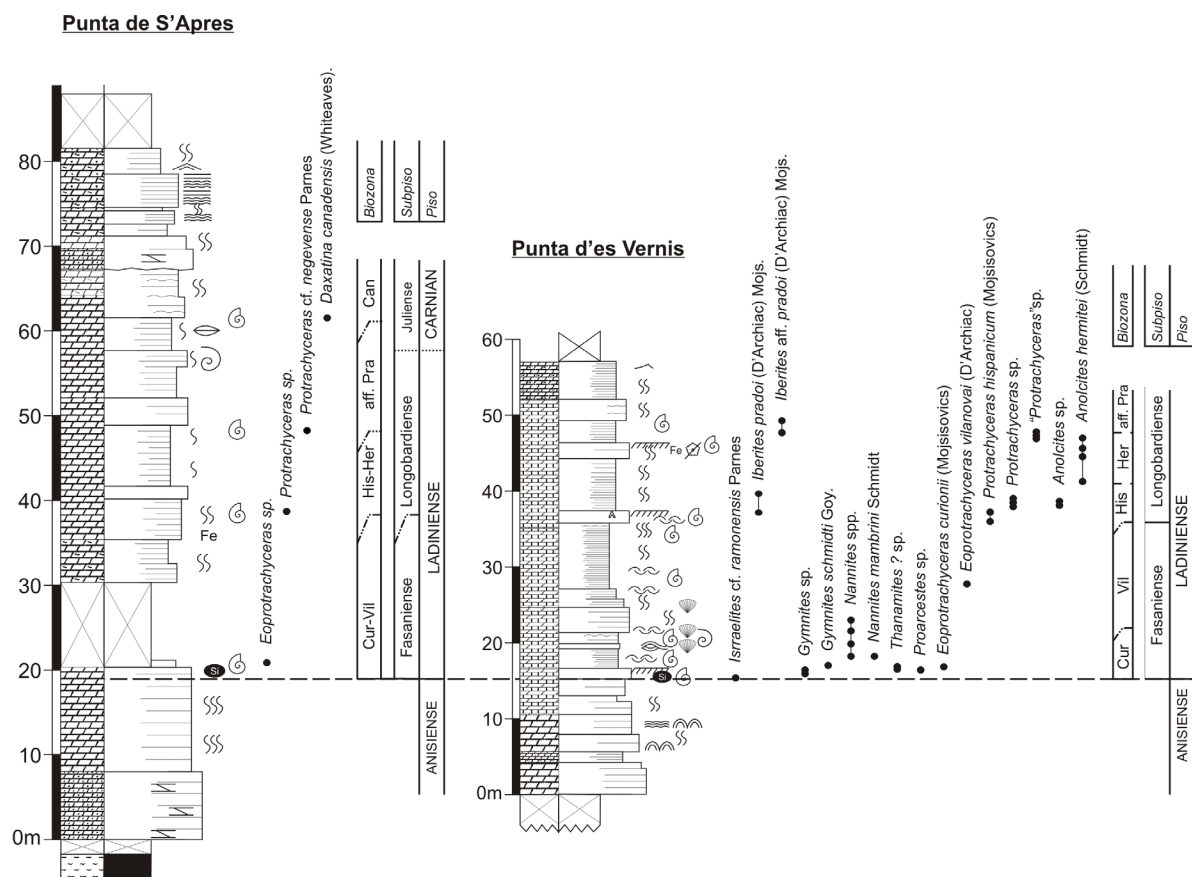
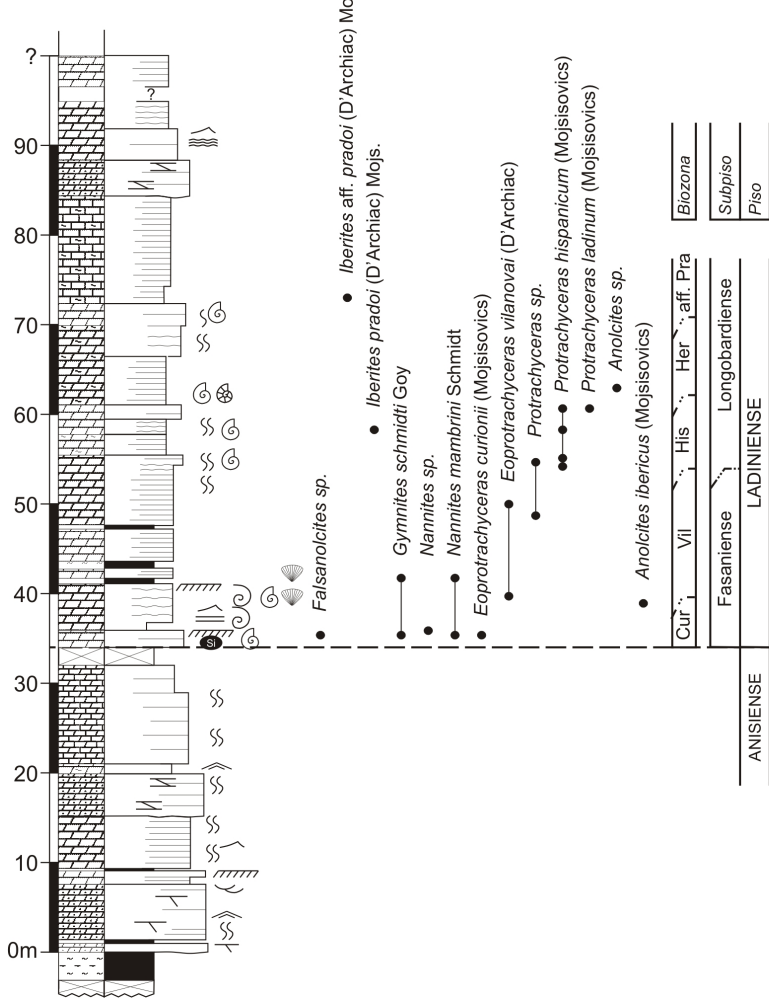
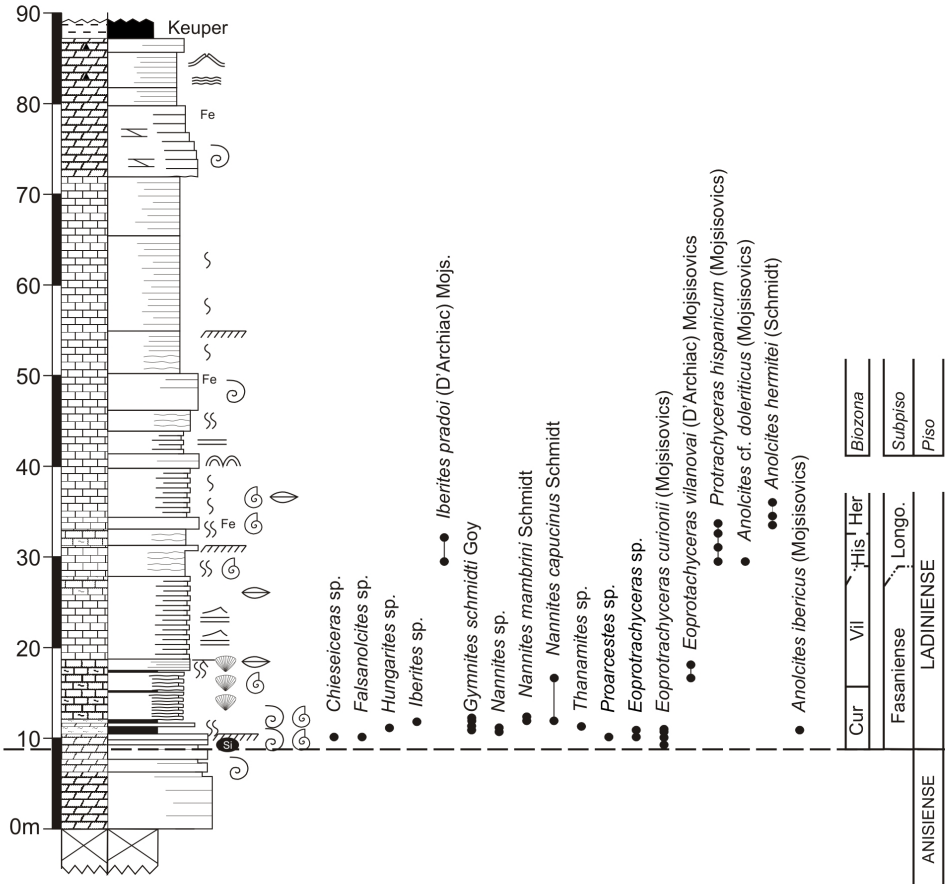


Figura 4.22. Distribución bioestratigráfica de los ammonites en las columnas estratigráficas de Menorca. Modificada de Escudero-Mozo et al., 2014.

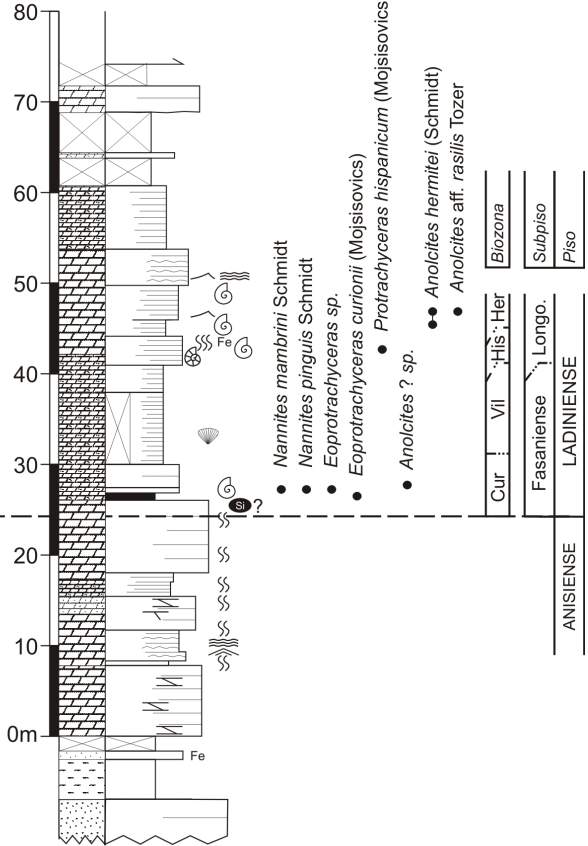
El Toro



Arenal d'en Castell



Turdonell de Dalt



amplia distribución en áreas alpinas y escasos especímenes propios de la bioprovincia Sefardí (Hirsch, 1972, 1985; Márquez-Aliaga et al., 1986).

-*Biozona Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac). Esta caracterizada por la presencia de *E. vilanovai* (D'Archiac) (AC, TO, SA, PV), junto con *Nannites mambrini* Schmidt (TO), *Nannites capucinus* Schmidt (AC), *Gymnites schmidtii* Goy (TO) y *Anolcites ibericus* Mojsisovics (TO).

Esta biozona presenta una diversidad taxonómica pequeña, no habiéndose encontrado especies generalistas, y estando formada tan solo por especies endémicas propias del este de Iberia.

- ***Ladiniense superior***

Desde un punto de vista bioestratigráfico, la sucesión de ammonioideos que se ha obtenido en Menorca ha permitido diferenciar tres biozonas de ammonites (Fig. 4.23). Aunque es importante destacar, que aún permanecen mal caracterizados los niveles más altos del Longobardiense.

-*Biozona Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics). Esta caracterizada por la presencia de la especie índice, identificada en casi todas las secciones estudiadas (TU, AC, TO, SA y PV), junto con *Protrachyceras ladinum* (Mojsisovics) (TO), *Anolcites* cf. *doleriticus* (Mojsisovics) (AC) e *Iberites pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics (AC, TO, PV).

La diversidad taxonómica de los ammonioideos registrados en esta biozona es pequeña, pero es la más alta de todo el Longobardiense. Es también frecuente encontrar en esta biozona la asociación de *P. hispanicum* e *Iberites pradoi*, como ocurre en el Muschelkalk superior de la Cordillera Costero Catalana. Junto a estas especies endémicas, se han registrado otras dos, *Protrachyceras ladinum* y *Anolcites* cf. *doleriticus*, que presentan una amplia distribución en áreas alpinas.

-*Biozona Anolcites hermite* (Schmidt). Esta caracterizada por la presencia de *A. hermitei* (TU, AC, TO?, PV) junto con otros *Anolcites* de afinidades inciertas, como son los casos de *Anolcites* aff. *rasilis* Tozer (TU) y *Anolcites* sp.

La especie más abundante es *A. hermitei* que, con seguridad, sólo se encuentra en Menorca donde, según Schmidt (1936), muestra una gran variabilidad intraespecífica. No obstante, no se puede descartar que algunos de los *Anolcites* más altos encontrados en la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero-Catalana puedan pertenecer a esta especie.

-*Biozona Iberites aff. pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics. Está caracterizada por el registro escaso de Hungarítidos incompletos, próximos a *I. pradoi*, que muestran la cámara de habitación casi completa, pero que tiene una talla algo mayor y una ornamentación diferente a la de los especímenes figurados por Mojsisovics (1882, L.33, Figs. 1 y 2) (TO, PV). En

niveles equivalentes a los que contienen estos *Iberites*, hemos encontrado un ejemplar de *Protrachyceras* cf. *negevense* Parnes (FO), que Parnes (1986) también citó en la parte superior del Longobardiense.

4.5.1.3. Carniense inferior

El hallazgo de un único ejemplar, en la parte alta de la Fm. Arenal d'en Castell (Fig. 4.22) de la sección de Punta de S'Apres, ha permitido diferenciar una biozona en la base del Carniense (Fig. 4.23)

-Biozona *Daxatina canadensis* (Whitteaves), caracterizada exclusivamente por la presencia de la especie índice.

TRIÁSICO MEDIO			TS	SERIE
LADINIENSE			C	PISO
Fasanien.	Longobardiense	Jul.	SUBPISO	
			D. canadensis	BIOZONA
E. curionii	E. vilanovai	P. hispanicum	A. hermitei	I. aff pradoi
■ ■				

Figura 4.23. Distribución bioestratigráfica de los ammonites del Triásico Medio de Menorca y biozonación propuesta para esta zona. CE: Ceratitidae; HU: Hungaritidae; G: Gymnitidae; NA: Nannitidae; TH: Thanamitidae; A: Arcestidae; AR: Arpaditidae; TR: Trachyceratidae.

4.5.2. Cordillera Ibérica y Cordillera Costero-Catalana

En la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero-Catalana se han definido cuatro biozonas, una en el Anisiense y tres en el Ladiniense. Si bien, algunas de estas biozonas aún permanecen mal caracterizadas debido al menor registro de ammonites.

4.5.2.1. Anisiense

Debido a que los ammonites de esta edad se encuentran en una zona muy concreta de la Cordillera Costero-Catalana, sólo se ha podido definir una “biozona”, “*Paraceratites-Olesites*”, que caracterizaría un intervalo cronoestratigráfico pequeño, y que puede ser atribuida a la parte más alta del Pelsoniense o a la parte inferior del Illiriense (Goy, 1995). Las especies de ammonites que se encuentran en esta “biozona” son *Paraceratites occidentalis* (Tornquist), *P. flexuosiformis* (Tornquist), *P. evolutus-spinosus* (Tornquist), *P. catalanicus* (Bataller), *P. guerini* (Bataller), *P. almerai* (Bataller) y *Olesites villaltai* (Virgili) (Fig. 4.24).

4.5.2.2. Ladiniense

Aunque el registro de esta edad es mejor en la Cordillera Costero-Catalana que en la Cordillera Ibérica, se han podido diferenciar las tres mismas biozonas en ambas zonas (Goy, 1995); dos en el Fasaniense (Ladiniense inferior) y una en el Longobardiense (Ladiniense superior) (Fig. 4.24), que son equivalentes a las descritas en Menorca.

- **Ladiniense inferior**

-*Biozona Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics). Esta caracterizada por la presencia de la especie índice, que marca la base del Fasaniense. Aparece junto a *Proarcestes* y *Flexoptychites* en la Cordillera Ibérica, y junto a *Anolcites* sp., *Anolcites ibericus* (Mojsisovics), *Iberites* sp. y *Gymnites* cf. *incultus* (Beyrich) en la Cordillera Costero-Catalana.

-*Biozona Eoprotrachyceras vilanovai* (D’Archiac). Está caracterizada por la presencia de *E. vilanovai*. Aparece con *Anolcites ibericus* (Mojsisovics), *Gymnites* cf. *incultus* Beyrich e *Iberites* sp. en la Cordillera Costero-Catalana y, con *Nannites mambrini* Schmidt e *Iberites* sp., en la serie de Calanda. En niveles equivalentes de la Cordillera Ibérica se encuentran ejemplares de *Gevanites archei* (Goy).

Ambas biozonas presentan baja diversidad estando formadas principalmente por especies endémicas del este de Iberia y de Menorca, junto con escasas especies generalistas con amplia distribución en el Tethys, la primera y, con una especie procedente de la bioprovincia Sefardí (*Gevanites archei*), la segunda.

- **Ladiniense superior**

-*Biozona Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics). Esta caracterizada por la presencia de la especie índice, que marca la base del Longobardiense. Aparece siempre junto a *Iberites pradoi* (D’Archiac) Mojs. Tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero-Catalana. Es posible que el ejemplar de *Anolcites* (*A. cf. doleriticus*), encontrado en la columna de Bugarra pertenezca a esta biozona, ya que aunque en las zonas Alpinas se encuentra en la zona Gredleri (Fasaniense superior) (Mietto y Manfrin, 1995), en Menorca se ha encontrado junto con *P. hispanicum* en la base del Longobardiense.

SERIE	PISO	SUBPISO	BIOZONAS E-IBERIA	Ceratitidae										HU.	G	A	N	AR.	TR.	P
TRIÁSICO MEDIO	Ladinian	Longobar.	A. hermitei?																	
			P. hispanicum																	
		Fasani.	E. vilanovai																	
			E. curionii																	
	Anisien.	Illrien.																		
	Pel.	Olesites																		

Figura 4.24. Distribución bioestratigráfica de los ammonites del Triásico Medio del E de iberia, Cordillera Ibérica y Cordillera Costero-Catalana, y biozonación propuesta para esta zona. HU: Hungaritidae; G: Gymnitidae; A: Arcestidae; N: Nannitidae; AR.:Arpaditidae; P: Ptychitidae. Modificado de Goy (1995).

-Biozona *Anolcites cf. hermitei?* (Schmidt). En ambas zonas de estudio sobre los niveles que contienen *P. hispanicum* han sido citados varios ejemplares de *Anolcites* sp., cercanos a *Anolcites hermitei*. Estos niveles podrían equivaler a la biozona *A. hermitei* definida en Menorca, aunque en el este de Iberia no estaría bien definida.

Goy (1995) describe una biozona más en el Ladiniense superior, por encima del la biozona Hispanicum, la biozona Archei. Esta biozona estaba caracterizada por la presencia del fósil índice *Gevanites archei* Goy, que aparecía a techo de la Fm. Cañete en unos niveles que se consideraban situados por encima de los niveles que contenían *P. hispanicum*. Las revisiones estratigráfica y bioestratigráfica, esta última en colaboración con el Dr. Antonio Goy, han permitido comprobar que, estratigráficamente, los niveles que contienen *G. archei*, están situados siempre por debajo de *P. hispanicum*. Además, la aparición de nuevos ejemplares de *P. hispanicum* por encima de los niveles con *G. archei* en la misma serie, corrobora esta distribución, y sitúa los *Gevanites archei* dentro de la biozona *E. vilanovai*, en el Fasaniense superior.

4.5.3. Cronoestratigrafía

Aunque el registro de ammonoideos en el Triásico Medio de España no es tan completo como en otras partes del Tethys, las biozonas descritas para el Ladiniense en las zonas de estudio, sobre todo en Menorca, tienen suficiente resolución para poder hacer una correlación aproximada con las zonas estándares del Tethys. Sin embargo, la biozona descrita en la Cordillera Costero-Catalana para el Anisiense, no se ha podido correlacionar con otras zonas, al estar compuesta en su totalidad por especies endémicas (Fig. 4.25).

El Ladiniense Inferior (Fasaniense), como se indica en el Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP), comienza con el primer registro de *Eoprotrachyceras curionii* (Brack et al., 2005). Esta especie tiene una amplia distribución en diferentes áreas del oeste del Tethys, habiendo sido también citada en el este de Iberia y en la Cordillera Bética (Mojsisovics, 1887; Schmidt, 1936; Goy, 1995; Pérez-Valera, 2005). En consecuencia, en Menorca y en el este de Iberia, la base de la biozona *E. curionii* puede ser señalada y correlacionada con bastante precisión con la de las otras secciones del sur de la Península Ibérica y de las áreas alpinas en las que se ha registrado la especie índice, y con la Zona Curionii de la escala estándar (Fig. 4.25). Por el contrario, el carácter endémico que muestran los taxones de la parte superior del Fasaniense impide la correlación precisa de la biozona *E. vilanovai* (Menorca y este de Iberia) con las Zonas Margaritosum y Gredleri de la escala estándar (Fig. 4.25).

Por lo general, el comienzo del Ladiniense superior (Longobardiense) se sitúa con la primera aparición de *Protrachyceras longobardicum* (Mojsisovics) o de *Protrachyceras archelaus* (Mojsisovics) (Balini et al., 2010; Kozur y Bachmann, 2005, respectivamente). En Menorca, como en las otras cuencas del este de Iberia, en ausencia de estas especies, el Longobardiense se hace comenzar con el primer registro de *Protrachyceras hispanicum*, que Mojsisovics (1882, p.123) relaciona con *Protrachyceras longobardicum*. Esta última especie ha sido citada por Parnes et al. (1985) en la parte inferior del miembro de Calizas y Yesos de la formación Saharonim, en el Monte Ramón, Israel, donde está asociada a *Protrachyceras hispanicum* en niveles que se suponen equivalentes a los de la Zona Archelaus de la región Alpina. En consecuencia, la biozona *P. hispanicum* puede ser correlacionada con bastante precisión con la Zona Longobardicum. Por el contrario las dos biozonas más altas del Ladiniense, *A. hermitei* e *I. aff. Pradoi*, que sólo han podido definirse en Menorca, se correlacionan, aunque no de forma precisa debido a que están caracterizadas principalmente por especies endémicas y por la ausencia de los taxones índice de las zonas estándar, con las Zonas Regoledanus y Neumary, respectivamente (Fig. 4.25).

El límite entre el Ladiniense superior (Longobardiense) y el Carniense inferior (Juliense) se ha marcado siguiendo las indicaciones del Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) (Mietto et al. 2012), con el primer registro, y único de *Daxatina canadensis* (Whitteaves). La ausencia casi total de ammonites, en los niveles terminales del Ladiniense y en los basales del Carniense, es la causa de que en Menorca este límite permanezca todavía impreciso. No obstante, Llombart et al. (1987) citan bivalvos, como *Cassianella decussata* (Münster) y *Costatoria goldfussi* (Alberti) que en otras áreas como los Alpes son típicos de

las plataformas Carnienses, en niveles muy cercanos al que aporta el ejemplar de *Daxatina* en la sección de Punta de S'Apres, y en una posición similar a la que muestra esta asociación en la Cordillera Costero-Catalana y en la Cordillera Bética (Virgili, 1958; Márquez-Aliaga et al., 1984, 1986). De todas formas, este límite sólo se ha podido definir en la isla de Menorca (Fig. 4.23), ya que en el este de Iberia los ammonites más jóvenes encontrados pertenecen a la base del Ladiniense superior.

Serie	Piso	Subpiso	Biozonas E Iberia (modificado de Goy, 1995)	Biozonas Menorca (modificado de Goy, 1995)	Cronozonas del Tethys (Tozer, 1994; Mietto y Mafrin, 1995; Balini et al., 2010)
TRIÁSICO MEDIO	T. SUP	Car.			
		Julienne		D. canadensis	CANADENSIS
				I. aff. pradoi	REGOLEDANUS
		Longobar.	A. hermitei	A. hermitei	NEUMAIRY
			P. hispanicum	P. hispanicum	LONGOBARDICUM
		Fasaniense	E. vilanovai	E. vilanovai	GREDLERI
			E. curionii	E. curionii	MARGARITOSUM
					CURIONII
		Anisiense			
		Pelso. Illiriense			
			Olesites- Paraceratites		

Figura 4.25. Correlación entre las biozonas de ammonites del E de Iberia y Menorca con las cronozonas estándar del Tethys.

4.6. PALEOBIOGEOGRAFÍA

La evolución del Tethys Occidental durante el Triásico Medio fue muy compleja, y estuvo controlada por grandes cambios paleogeográficos (Escudero-Mozo et al., 2014, 2015). Estos cambios, también influyeron en la evolución de las paleocomunidades del Tethys, ya que fueron los principales responsables de abrir o cerrar corredores entre las diferentes cuencas, a través de los cuales se produce, o no, la migración de fauna (Diedrich, 2009). En nuestra zona de estudio, como se ha visto previamente, se ha descrito la influencia de fauna procedente de cuatro dominios principales; la bioprovincia Germánica, la zona Alpina, la bioprovincia Sefardí y el domino del Tethys (Márquez-Aliaga et al., 1986; Budurov et al., 1993; Goy, 1995; Márquez et al., 2005; Pérez-López y Pérez-Valera, 2007; Escudero-Mozo et al., 2015 y referencias incluidas). Estos dominios fueron, en gran medida, resultado de la actividad tectónica ligada al desplazamiento hacia el norte del continente Cimmeria, que condicionó la evolución paleogeográfica y el desarrollo de los dominios citados (Escudero-Mozo et al., 2014, 2015).

El análisis de las asociaciones paleontológicas descritas en la facies Muschelkalk, así como la afinidad que presentan las especies que las componen indican que entre la unidad carbonática inferior y la unidad carbonática superior se produce un importante cambio paleobiogeográfico. Así puede observarse que todas las especies que forman las asociaciones descritas en la unidad carbonática inferior (Pelsoniense-Illiriense inferior) presentan afinidad con la bioprovincia Alpina/Germánica relacionada con el Paleotethys, mientras que en la unidad carbonática superior (Illiriense superior-Longobardiense) de la Cordillera Ibérica las asociaciones están formadas por fauna procedente de dos bioprovincias distintas, la bioprovincia Alpina y la bioprovincia Sefardí relacionada esta última con la apertura del Neotethys (Escudero-Mozo et al., 2015).

Esta mezcla de fauna está representada en varios de los principales grupos fósiles descritos en la Fm. Cañete, destacando, por su importancia, los bivalvos y los ammonites. Estas asociaciones, aunque están formadas principalmente por elementos cosmopolitas o generalistas típicos de las zonas Alpinas, también presentan ejemplares procedentes de la bioprovincia Sefardí relacionada con la apertura del Neotethys (*Gervillia joleaudi* Schmidt, *Pseudoplacunopsis teruelensis* Wurm, *Elegantina sublaevis* (Schmidt), *Limea vilasecai* (Schmidt) y *Costatoria kiliani* Schmidt en los bivalvos o *Gevanites archei* Goy en los ammonites). Por su parte, las únicas especies de conodontos descritas a techo de esta unidad (*Pseudofurnishius murcianus* (Van den Boogard) y *Sephardiella mungoensis* Diebel) son originarias del dominio Sefardí (Escudero-Mozo et al., 2015 y referencias incluidas).

Aunque la influencia de esta última bioprovincia es más marcada en la parte superior de la Fm. Cañete, durante el Fasaniense, seguramente comienza en la base de la Fm. Cañete (Illiriense superior), donde junto con especies mayoritariamente del dominio del Tethys ya se citan algunas especies de bivalvos comunes con Israel (base de la columna de Serra). En el *Muschelkalk superior* de la Cordillera Costero-Catalana tanto las asociaciones de bivalvos como de ammonites solo están compuestas por especies típicas del dominio del Tethys, siendo los

conodontos las únicas especies de origen Sefardí que llegan a esta zona. La presencia de estas especies de conodontos, que también están descritas en la Cordillera Ibérica seguramente se debe a que durante el Ladinense estos elementos ya están ampliamente extendidos por todo el dominio del Tethys ((Escudero-Mozo et al., 2015 y referencias incluidas).

En Menorca al igual que en Cataluña, todos los bivalvos y ammonites son de afinidad tethysiana y comunes con las zonas alpinas, excepto por la aparición a base de la Fm. Arenal d'en Castell de un ejemplar de ammonite (*Israelites*) procedente del dominio Sefardí. Esto implica que durante el Anisiense superior se produce un importante cambio paleobiogeográfico, y las cuencas del este de Iberia pasan de estar conectadas con el Paleotethys a estar ampliamente conectadas con el Neotethys, lo que permite la entrada tanto de fauna de las zonas Alpinas como de fauna procedente de la bioprovincia Sefardí.

La ausencia de bivalvos de origen Sefardí en la cuenca Catalana y en Menorca, seguramente se deban simplemente a barreras ecológicas, ya que en ambas zonas durante el Fasanense y la base del Longobardiense dominan ambientes marinos más abiertos que en la cuenca Ibérica.

4.7. LÁMINAS

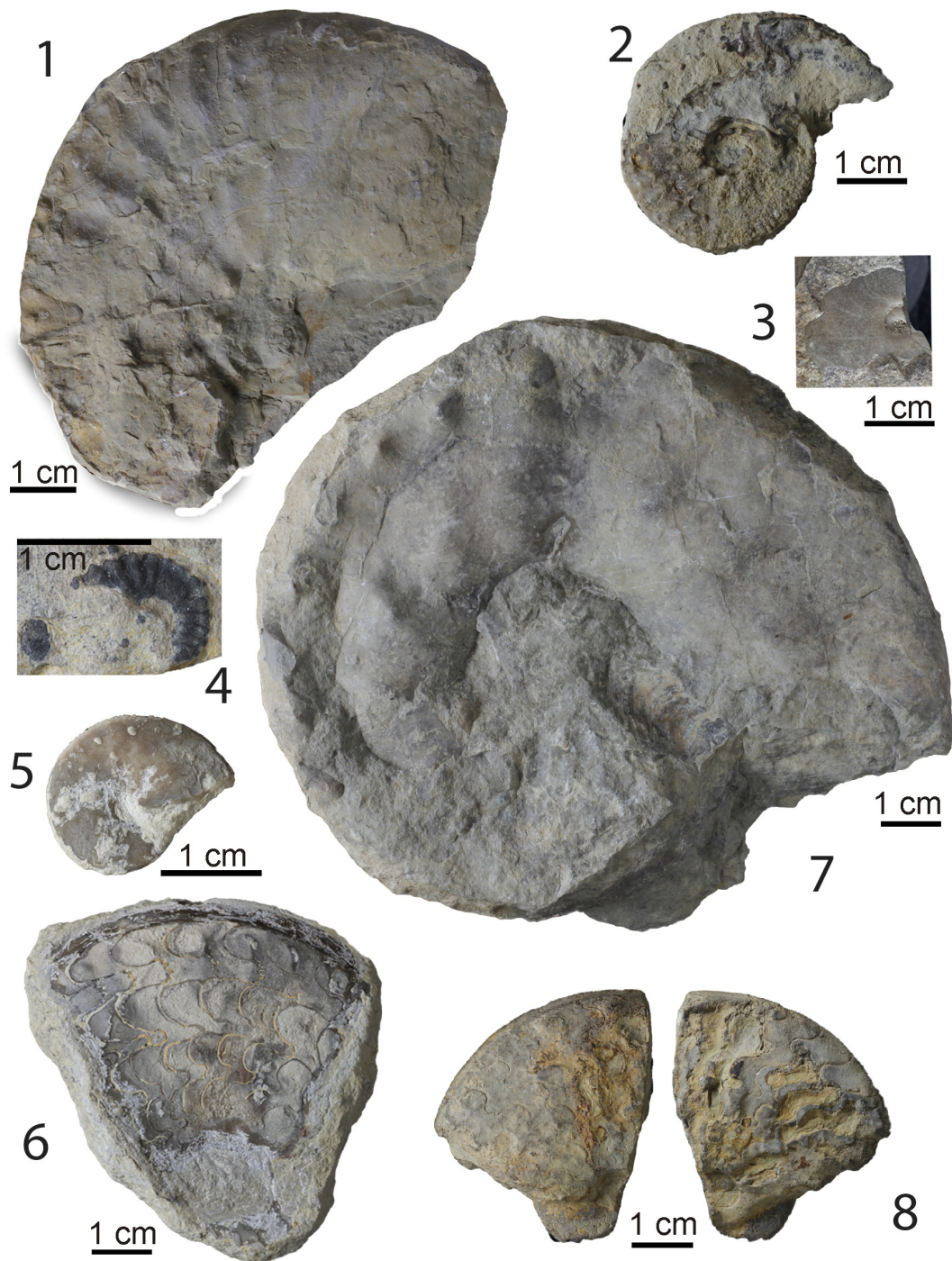


Lámina I. 1) *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac). Fasaniense, Biozona E. curionii. Venta de Camposines (Cordillera Costero-Catalana). 2) *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics). Longobardiense, Biozona P. hispanicum. Venta de Camposines (CCC). 3) *Proarcestes* sp., Bugarra (Cordillera Ibérica). 4) *Anolcites* cf. *doleriticus* (Mojsisovics), Bugarra (CI). 5, 6) *Iberites pradoi* (D'Archiac). Longobardiense: Biozona P. hispanicum. Venta de Camposines (CCC). 7) *Gevanites archei* Goy. Longobardiense: Biozona P. hispanicum. Henarejos (CI). 8) *Iberites pradoi* (D'Archiac). Longobardiense: Biozona P. hispanicum. El Paraíso (CI).

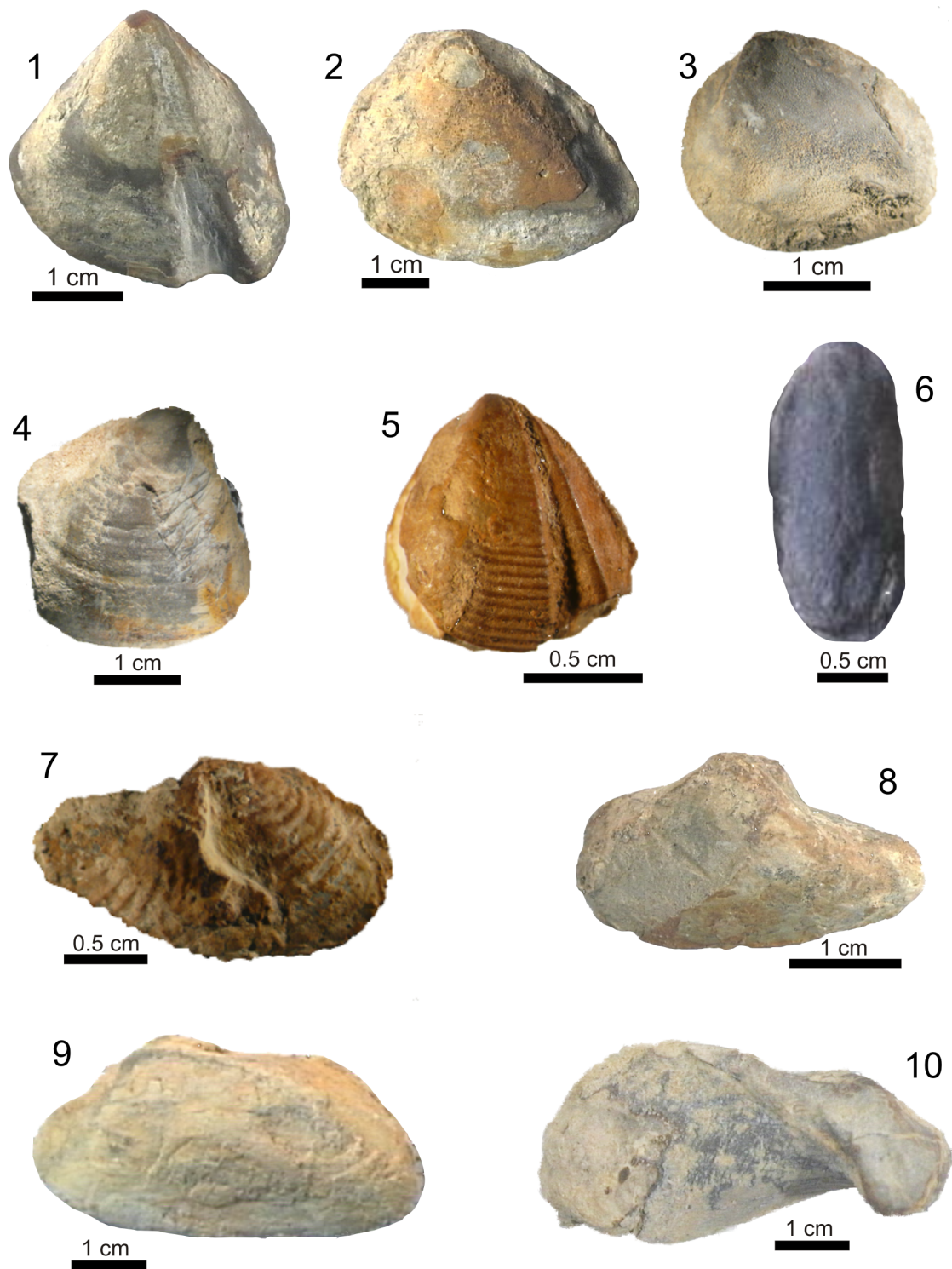


Lámina II. Ejemplares de bivalvos del Anisiense de la Cordillera Ibérica. 1) *Myophoria vulgaris* (Schlotheim). 2) *Neoschizodus laevigatus* (Goldfuss). 3) *Neoschizodus orbicularis* Bronn. 4) *Neoschizodus ovatus* (Goldfuss). 5) *Elegantina* sp. 6) *Modiolus* sp. 7) *Burmesia posteroradiata* Cox. 8) *Pleuromya elongata* (Schlotheim). 9) *Unionites fassaensis* (Wissmann). 10) *Hoernesia socialis* (Schlotheim).

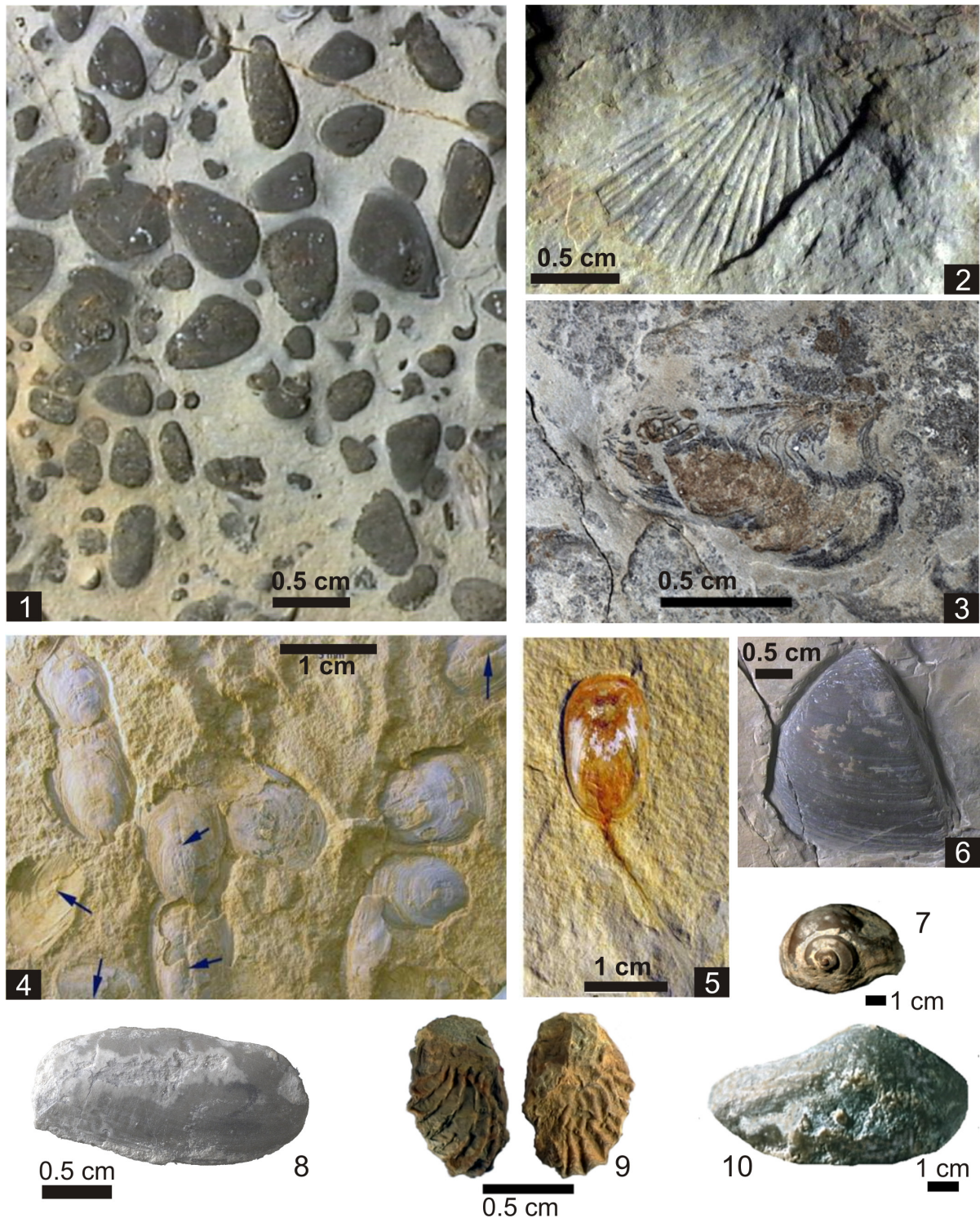


Lámina III. Ejemplares de algunos de los bivalvos, braquiópodos y gasterópodos Ladinienses de afinidad alpina presentes en la Cordillera Ibérica. 1) *Pseudocorbula gregaria* (Münster). 2) *Daonella cf. lommeli* (Wissmann). 3) *Bakevellia costata* (Schlotheim). 4, 5) *Lingularia af. smirnovae* (Biernat y Emig). 6) *Neoschizodus laevigatus* (Goldfuss). 7) "Natica" sp. 8) *Modiolus myconchaeformis* (Philippi). 9) *Umbostrea cristadiformis* (Schlotheim). 10) *Unionites munsteri* (Wissmann).

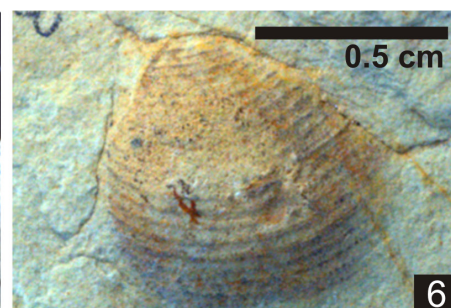


Lámina IV. Ejemplares de bivalvos ladinienses de la bioprovincia Sefardí. 1) *Pseudoplacunopsis teruelensis* Wurm. 2) *Limea vilasecai* (Schmidt). 3) *Gervillia joleaudi* (Schmidt). 4) *Elegantina sublaevis* (Schmidt). 5) *Gervillia joleaudi* (Schmidt). 6) *Costatoria aff. kiliani* (Schmidt).

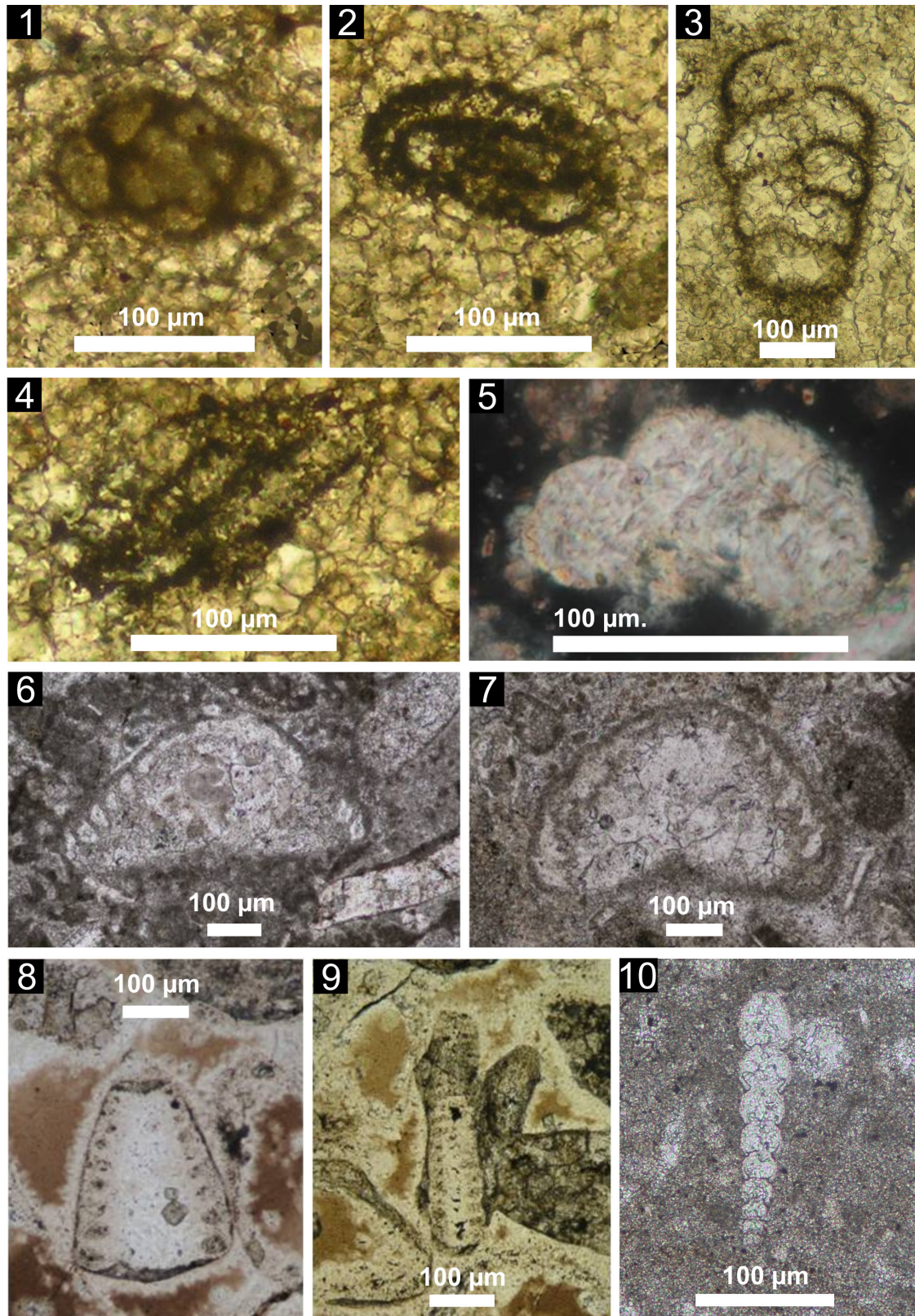


Lámina V. Ejemplares de los principales foraminíferos anisienses (1-4) y Ladinienses (5-10) de la Cordillera Ibérica. 1, 2) *Hoyenella sinensis* (Ho). 3) *Turriglomina mesotriasica* (Koehn-Zaninetti). 4) *Paulbronnimania judicarensis* (Permoli-Silva). 5) *Abriolina* cf. *mediterranea* (Luperto). 6, 7) *Lamelliconus* ex gr. *ventroplanus-biconvexus* (Oberhauser). 8) *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser). 9) *Lamelliconus procerus* (Liebus). 10) *Nodosaria ordinata* Trifonova.

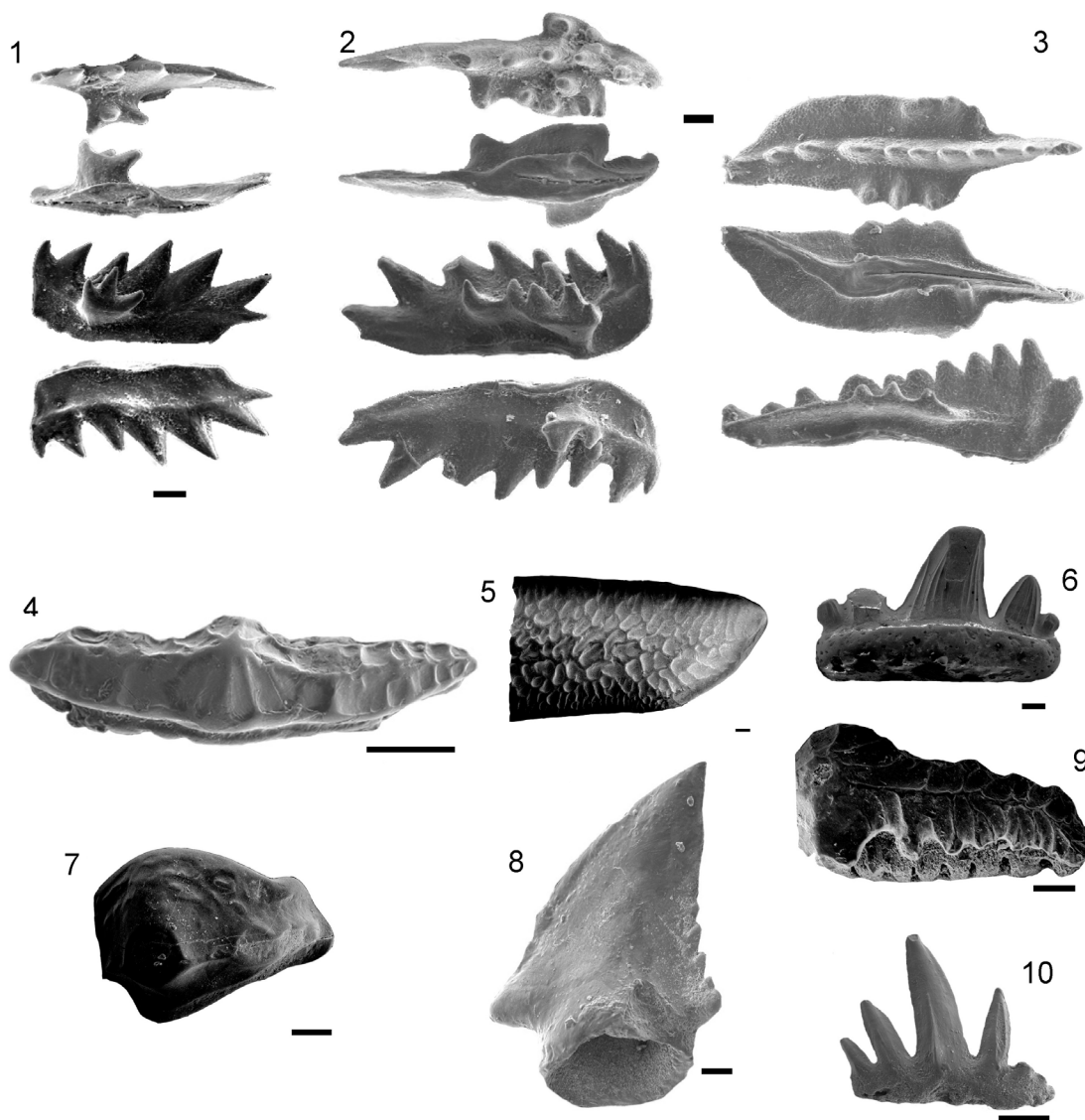


Lámina VI. Conodontos (1-3) y Chondrichtios (4-10) ladinienses de la Cordillera Ibérica. 1, 2) *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard. 3) *Sephardiella mungoensis* (Diebel). 4) *Prolatodon bucheri* Cuny, Rieppel y Sander. 5) *Paleobates* sp. 6) *Hybodus plicatilis* Agassiz. 7) *Lissodus* sp. 8) *Pseudodalatias henarejensis* Botella, Plascencia, Márquez-Aliaga, Cuny y Dorka. 9) *Prolatodon contrarius* Johns, Barnes, y Orchard. 10) *Hybodus bugarensis*, Pla, Márquez-Aliaga y Botella. Escala para los conodontos=50 μ m. Escala para los condrichtios=200 μ m.

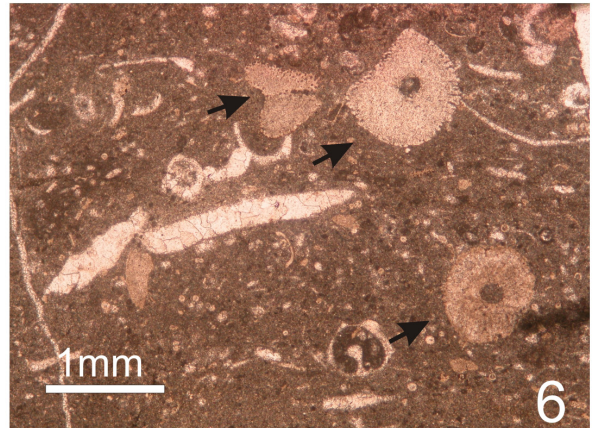
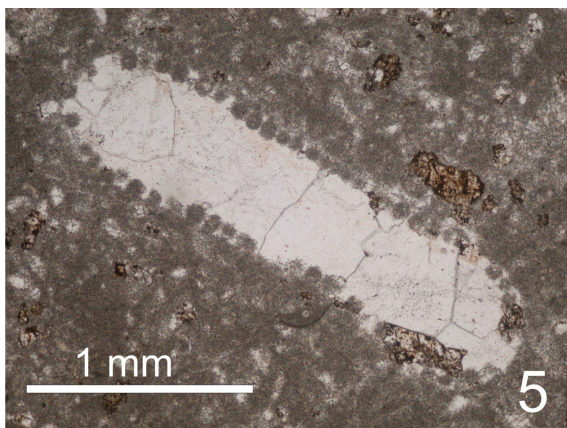
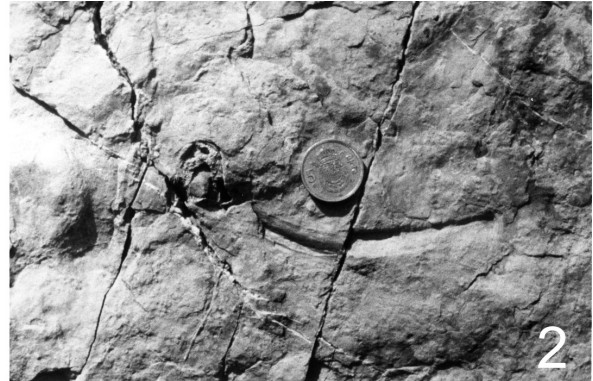
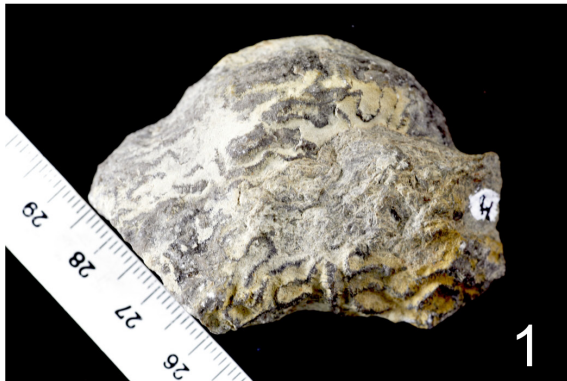


Lámina VII. Otros fósiles encontrados en la Fm. Cañete (Ladiniense) de la Cordillera Ibérica. 1) Coral “cerebroide” encontrado en la columna de Huélano (Fm. Cañete), refigurado en López-Gómez (1985). 2) Costilla de Notosaurio encontrada en la zona de Cañete, refigurada de López-Gómez (1985). 3) Vertebra dorsal de Paraplocodus o Notosaurio encontrada a techo de la columna de Henarejos (Hagdorn comunicación personal). 4) Restos de vertebrados encontrados a techo de la columna de Cañete. 5) Alga verde dasycladácea. 6) Placas de equinodermos en un nivel de acumulación de fósiles.

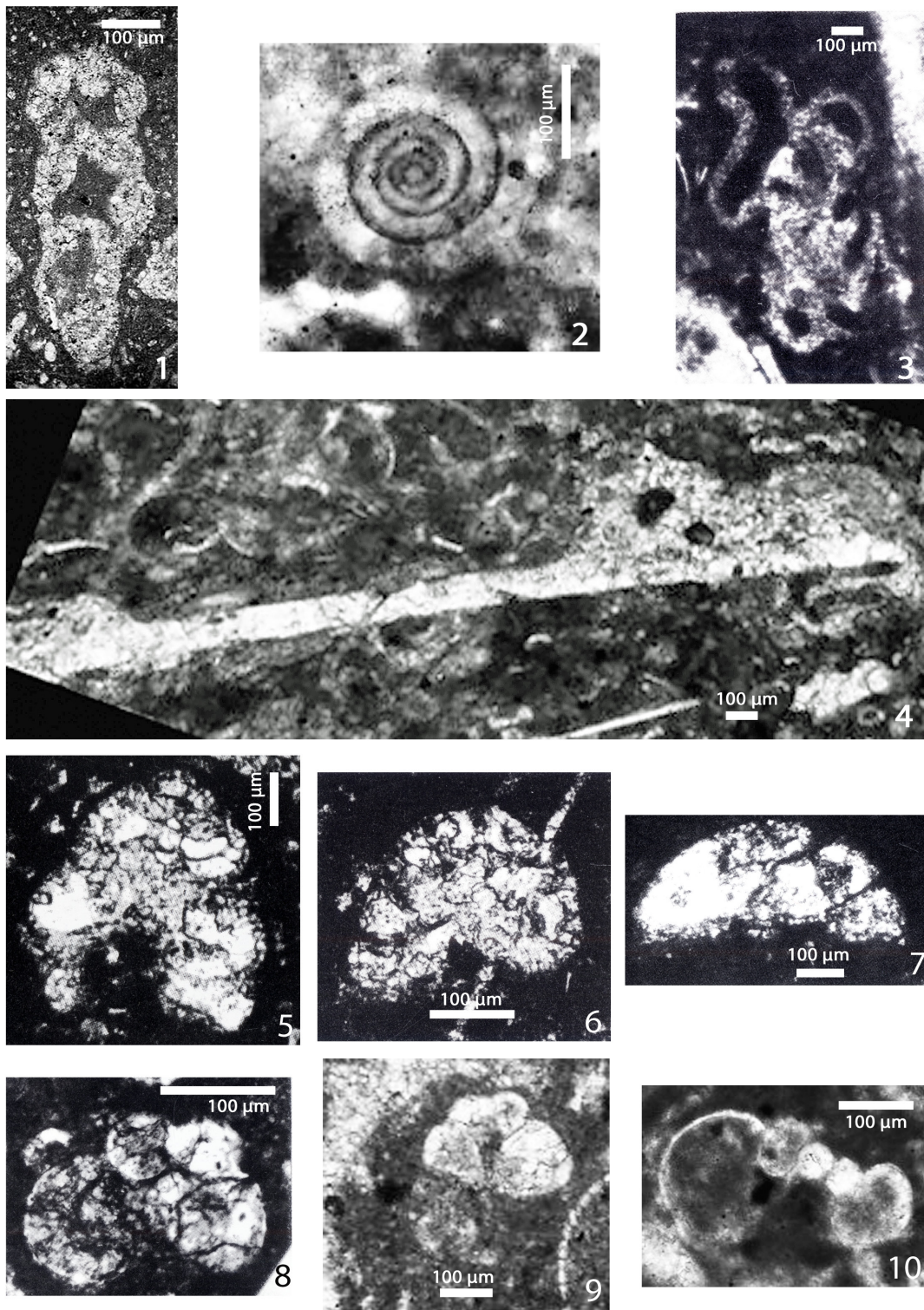


Lámina VIII. Ejemplares de los principales foraminíferos encontrados en el Muschelkalk superior de la Cordillera Costero-Catalana, refigurados de Márquez et al. (1991, L.I, Fig. 2, 4, 6a, 6b; L.III, Fig. 5a, 5d, 5e, 6a, 6b, 6c). 1) *Reophas asperus* Cushman y Waters. 2) *Cyclogira pachygira* (Guembel). 3, 4) *Calcitornella* sp.. 5, 6, 7) *Duostomina* cf. *alta* Kristan-Tollman. 8, 9, 10) *Oberhauserella mesotriasica* (Oberhauser).

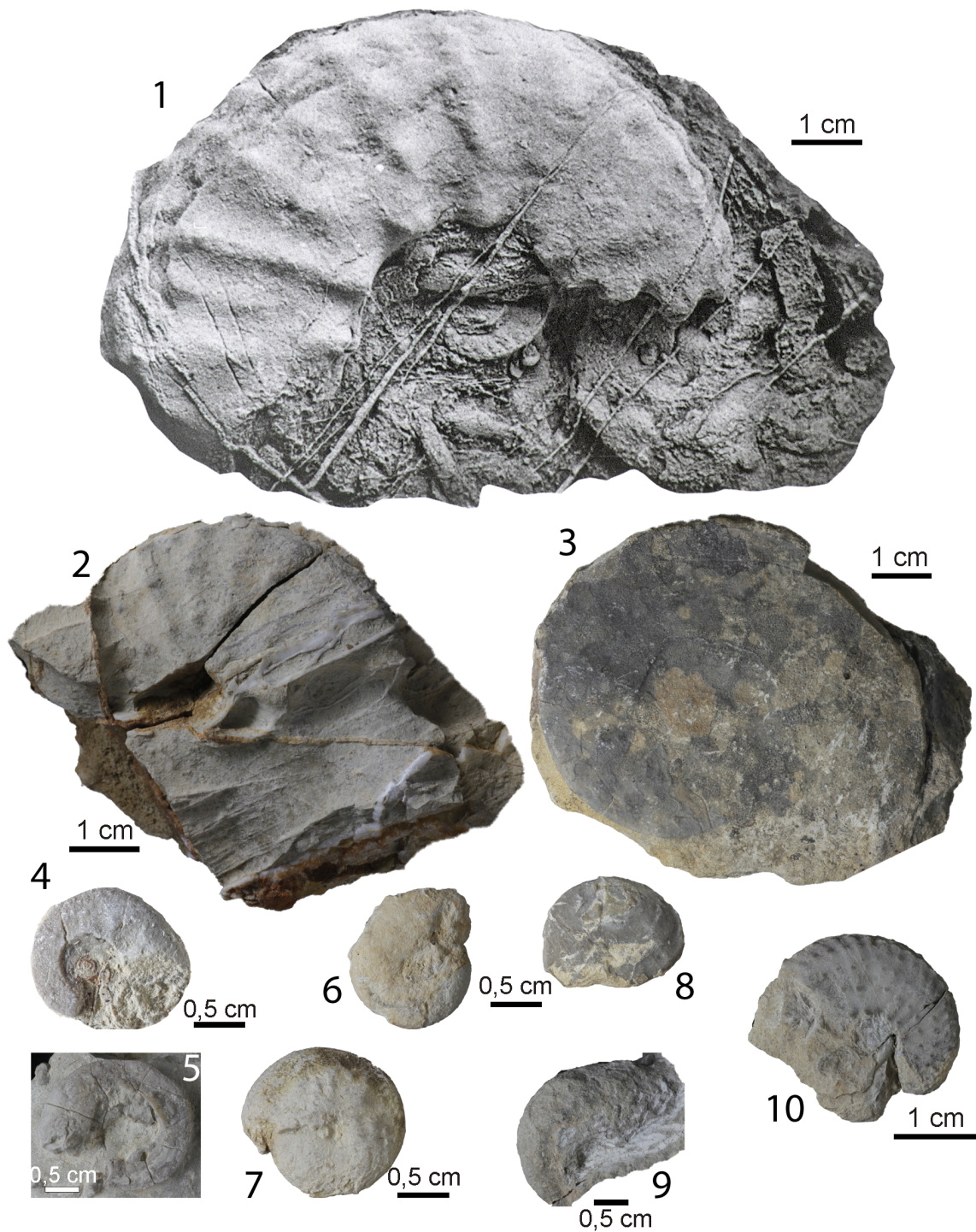


Lámina IX. 1) *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics). Fasaniense: Biozona E. *curionii*. Addaya (Menorca) Refigurado de Goy (1995, L.2, Fig.1). 2) *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac). Fasaniense: Biozona E. *vilanovai*. Arenal d'en Castell. 3) *Iberites* sp. Coves Vells. 4, 5) *Gymnites schmidti* Goy, Arenal d'en Castell. 6, 7) *Nannites capucinus* Schmidt, Arenal d'en Castell. 8) *Nannites mambrini* Schmidt, El Toro. 9) *Nannites* cf. *pinguis* Schmidt, El Toro. 10) *Anolcites* cf. *ibericus* (Mojsisovics), Arenal d'en Castell.

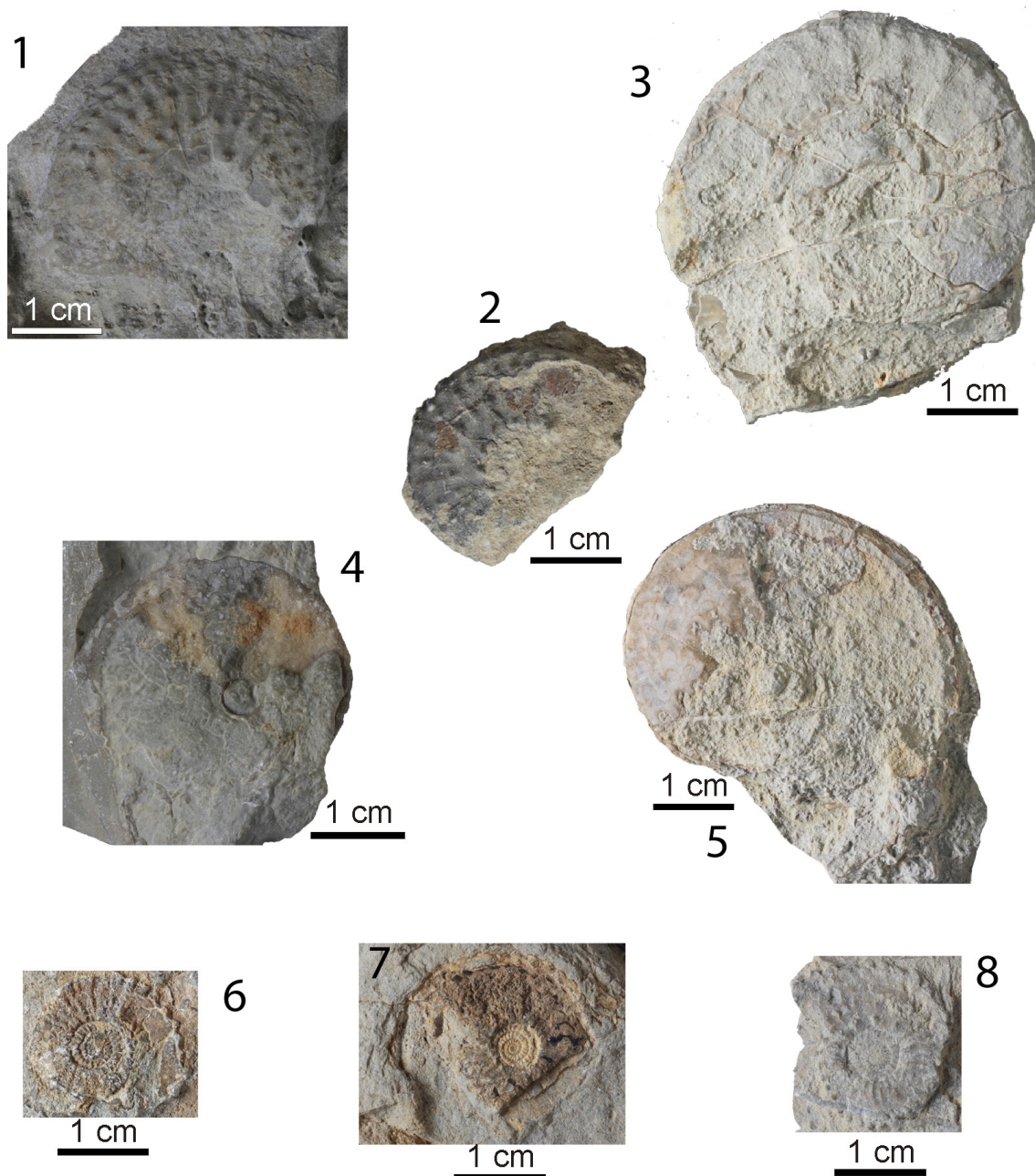


Lámina X. 1) *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics). Longobardiense: Biozona *P. hispanicum*. Arenal d'en Castell. Refigurado de Goy, (1986, L. X, Fig.4). 2) *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics). Longobardiense: Biozona *P. hispanicum*. El Toro. 3) *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics). Longobardiense: Biozona *P. hispanicum*. Punta d'es Vernis. 4) *Iberites pradoi* (D'Archiac) Mojs. Longobardiense: Biozona *P. hispanicum*. Arenal d'en Castell. 5) *Iberites pradoi* (D'Archiac) Mojs. Longobardiense: Biozona *P. hispanicum*. Punta d'es Vernis. 6, 7, 8) *Anolcites hermitei* (Schmidt). Longobardiense: Biozona *A. hermitei*. Arenal d'en Castell.

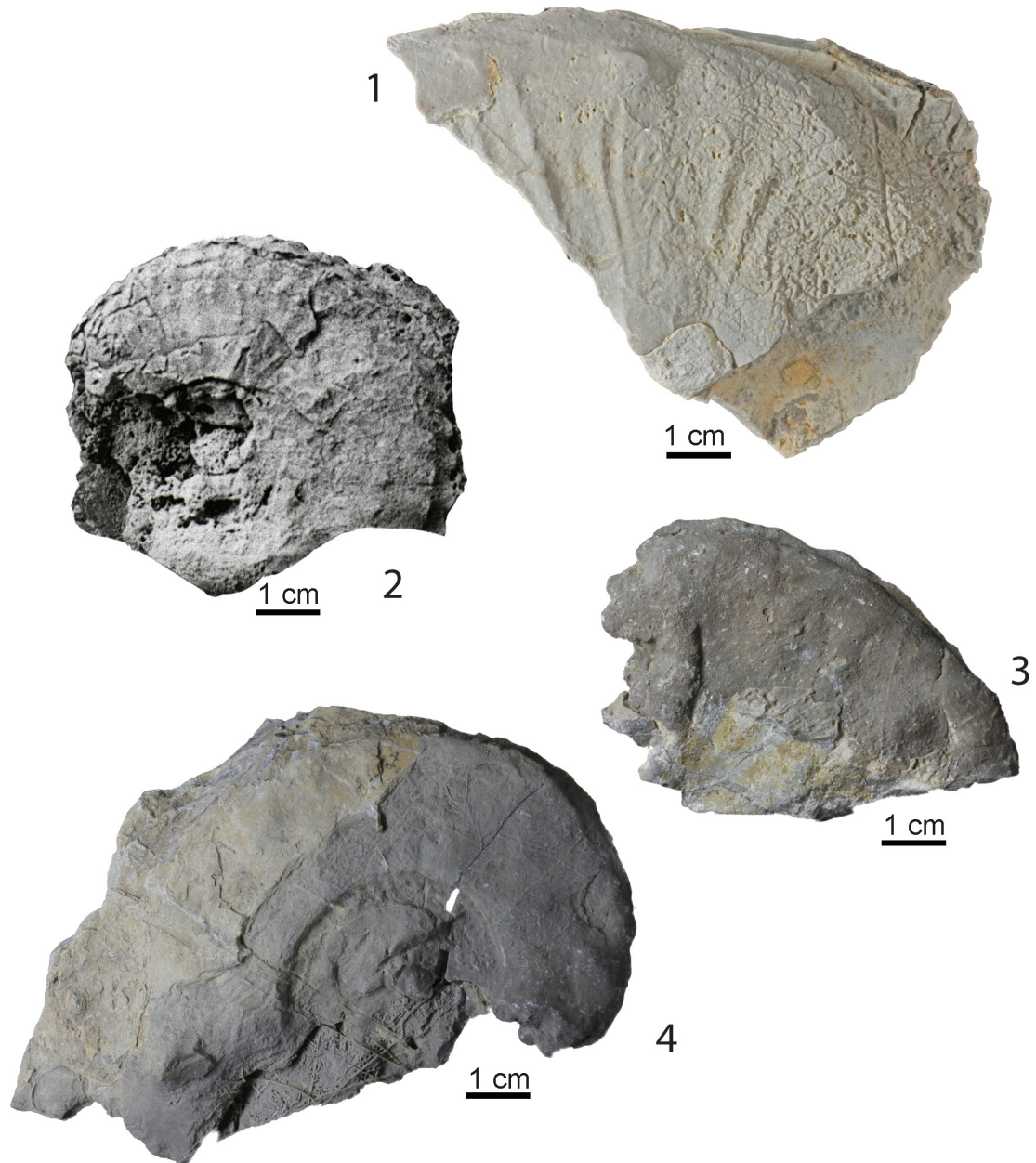


Lámina XI. 1) *Iberites aff. pradoi* (D'Archiac) Mojsisovics. Longobardiense: *Biozona I. aff. pradoi*. Punta d'es Vernis. 2) *Daxatina canadensis* (Whiteaves). Juliense: *Biozona D. canadensis*. Punta de S'Apres. Refigurado de Goy (1995, L.4, Fig.3). 3) *Protrachyceras cf. negevense* Parnes, Arenal d'en Castell. 4). *Protrachyceras cf. negevense* Parnes, Punta de S'Apres.

5. ESTUDIO GEOQUÍMICO

5. ESTUDIO GEOQUÍMICO

Son escasos los trabajos de geoquímica realizados hasta la fecha en los materiales en facies *Muschelkalk* de Iberia, siendo el más completo el de Calvet et al. (2001). Con el fin de avanzar en este sentido, y de apoyar algunos aspectos estratigráfico-secuenciales de esta tesis, se han llevado a cabo estudios geoquímicos de diferente índole. En concreto se han realizado análisis de geoquímica isotópica (isótopos de C, O y Sr), y de geoquímica elemental (elementos mayores y menores) en tres columnas estratigráficas. Dos de estas columnas pertenecen a la Cordillera Ibérica, la primera (columna de La Ermita) está formada por materiales de la unidad carbonática inferior (Fm. Landete), y la segunda (columna de Cañete) por materiales de la segunda unidad carbonática (Fm. Cañete). La tercera columna (columna de L'Albiol) está situada en la Cordillera Costero Catalana y está compuesta por materiales pertenecientes a la unidad carbonática inferior (*Muschelkalk inferior*). Para ver la situación geográfica de estas columnas y la relación estratigráfica entre las unidades remitimos al capítulo 3, figuras 3.1 y 3.2.

Se seleccionaron estas columnas por tres motivos: situación geográfica, posición estratigráfica y porque durante el análisis de microfacies, desarrollado de forma complementaria durante la realización de esta tesis, se observó que estaban compuestas por dolomías muy homogéneas y poco alteradas.

5.1. METODOLOGÍA DE MUESTREO

En las columnas elegidas se realizó, de base a techo, una recogida de muestras de roca (dolomías) sistemática, recogiendo 20 muestras en la columna de La Ermita, 46 en la columna de Cañete y 43 en la columna del L'Albiol. De todas estas muestras de roca se prepararon láminas delgadas (ver capítulo 1; apartado 1.7.3) para realizar un estudio petrográfico detallado, aunque en este caso no se cubrieron para poder estudiarlas con catodoluminiscencia. Este estudio es esencial para escoger las muestras y las zonas dentro de las láminas delgadas idóneas para realizar el análisis de isótopos.

5.1.1. Descripción y selección de microfacies

Todas las muestras seleccionadas para el estudio isotópico han sido estudiadas con un microscopio de polarización, con el fin de poder describir las diferentes microfacies y seleccionar, entre ellas, las más adecuadas. Se buscaban sobre todo muestras poco alteradas, que fueran abundantes a lo largo de las columnas para poder compararlas entre sí, y en el caso de que las hubiera, dolomicritas. Finalmente, se han diferenciado y seleccionado varias microfacies basadas principalmente en las características texturales de las dolomías, y que se describen a continuación.

1) Dolomicritas y dolomías cristalinas muy finas ($>0,0005 - 0,002$ mm). Suelen presentar restos de equinodermos y en algunos casos granos de cuarzo detrítico de entre 0,05 y 0,1 mm (Fig. 5.1D).

2) Dolomicritas y dolomías cristalinas muy finas ($>0,0005 - 0,002$ mm) y laminadas, que presentan huellas de retracción, brechas de cantos planos, moldes y pseudomorfos de cristales y agregados de evaporitas (Fig. 5.1F). Esta facies aparece sobre todo en la parte superior de las dos unidades carbonáticas.

3) Dolomicritas y dolomías de grano muy fino ($>0,0005 - 0,002$ mm) con aspecto grumelar, en las que se observan fantasmas de bioclásticos, pudiéndose distinguir fragmentos de gasterópodos, bivalvos y equinodermos (*mudstone-wackestone* en origen).

4) Dolomías de grano fino ($0,002 - 0,005$ mm), que forman un mosaico de cristales subeuhedrales a euhedrales (Fig. 5.1C). Ocasionalmente presentan algunos restos de equinodermos (*mudstone* en origen)

5) Dolomías de grano medio ($0,005 - 0,01$ mm), que forman mosaico de cristales subeuhedrales a euhedrales. Ocasionalmente presentan algunos restos de equinodermos (*mudstone* en origen) (Fig. 5.1B)

6) Dolomías cristalinas de grano grueso ($0,01 - 0,025$ mm), y forman mosaicos de cristales subeuhedrales a anhedrales (Fig. 5.1A).

7) *Dolograinstone* oolítico con cuarzoes detríticos.

5.1.2. Catodoluminiscencia

Para completar el estudio petrográfico de las muestras se llevó a cabo un análisis de catodoluminiscencia, mediante un sistema de catodoluminiscencia fría Citl MK4 acoplado a un microscopio de polarización Nikon, donde se establecieron las siguientes condiciones: intensidad de $300-350 \mu A$, voltaje de $20-25$ Kv y vacío de $0.2-0.3$ Torr. El microscopio tenía acoplada una cámara digital Nikon Coolpix5000.

Esta técnica es muy útil para el estudio de rocas carbonáticas ya que nos permite ver diferencias de color e intensidad relacionadas con las impurezas y heterogeneidades composicionales de los cristales, y donde además los elementos activadores e inhibidores son bien conocidos. Uno de los activadores más importante en carbonatos es el Mn^{2+} que da lugar a luminiscencias de color variable entre rojo, anaranjado y amarillo (p.ej.: Machel 1985; Machel et al., 1991). Por su parte la mayoría de los autores consideran que el principal inhibidor de la luminiscencia activada por el Mn es el Fe^{2+} (p. ej.: Machel et al., 1991; Machel y Burton, 1991) que da un color anaranjado oscuro o marrón.

El estudio de catodoluminiscencia reveló que la mayoría de las muestras son carbonatos bastante homogéneos en los que un mismo proceso de dolomitización afectó a toda la muestra, excepto en la porosidad secundaria donde se ven cementos carbonáticos con una zonación muy marcada por la diferente luminiscencia (Fig. 5.1E).

En general, las dolomías pertenecientes a la unidad carbonática inferior (Fm. Landete y *Muschelkalk inferior*) presentan luminiscencias naranjas brillantes, con tonalidades más claras y brillantes en los bordes de los cristales (Fig. 5.1C, D y F). Por su parte, las dolomías de la unidad carbonática superior (Fm. Cañete) presentan luminiscencia en colores rojos intensos con pequeñas zonas anaranjadas brillantes en los bordes de los cristales (Fig. 5.1A, B).

Este estudio se utilizó con el fin de identificar procesos de recristalización, reemplazamiento y cementación en el caso de que los hubiera, para poder evitar estas zonas a la hora de extraer las micromuestras, y poder seleccionar las zonas más idóneas de cada muestra (donde la dolomía es más homogénea) para el estudio isotópico.

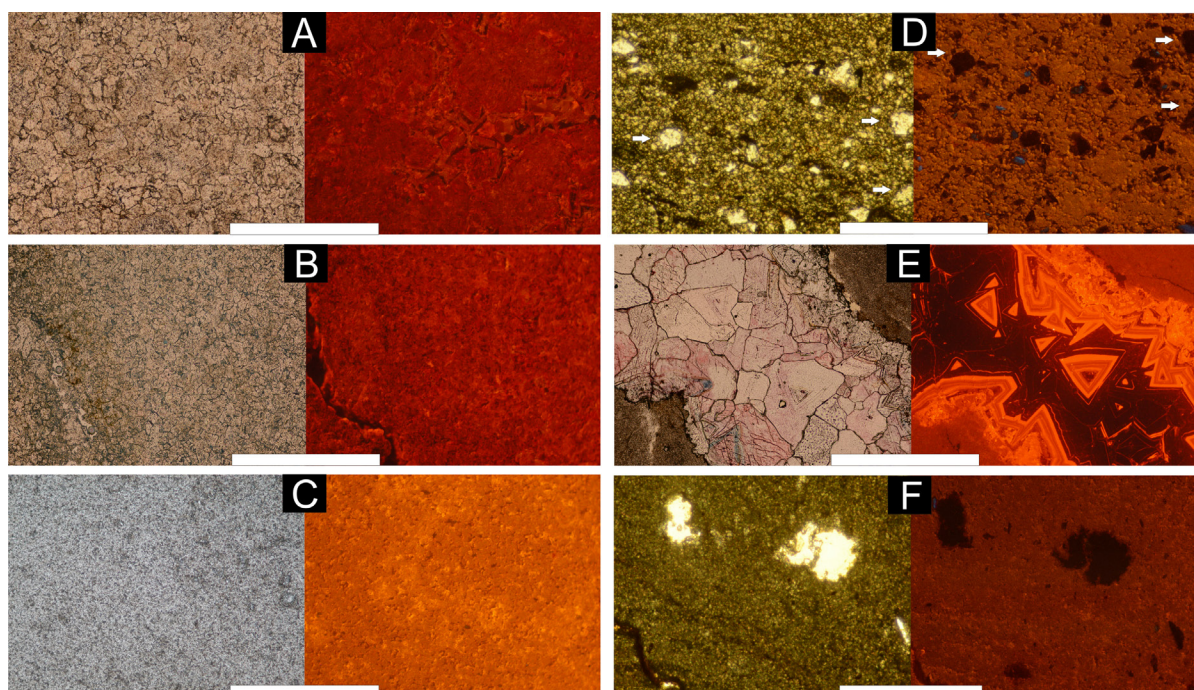


Figura 5.1. Fotos de las principales microfacies seleccionadas para el estudio isotópico, con luz transmitida (izquierda), y de catodoluminiscencia (derecha). A) Dolomía de grano grueso formando un mosaico de cristales anhedrales-subeuhedrales. B) Dolomía de grano medio formando un mosaico de cristales subeuhedrales-euهدrales. C) Dolomía de grano fino. D) Dolomía de grano fino equigranular con granos de cuarzo detrítico (flechas blancas). E) Dolomicrita con porosidad secundaria rellena de cementos. F) Dolomicrita con porosidad secundaria de evaporitas. Escala = 500 micras.

5.1.3. Extracción de las micromuestras

Tras el estudio petrográfico se seleccionaron un total de 93 muestras litológicas para realizar isótopos. Preferentemente se escogieron las dolomicritas, ya que se considera que son diagenéticas muy tempranas o penecontemporáneas (López-Gómez y Mas, 1991; López-Gómez et al., 1993) y que por lo tanto pueden conservar la señal isotópica original, y doloesparitas poco alteradas. Basándonos en el estudio petrográfico se procedió a seleccionar la zona de cada lámina delgada donde la muestra estaba menos alterada y era más homogénea. Una vez realizada la selección se procedió a la extracción de muestras de polvo de las pastillas realizadas previamente para la obtención de las láminas delgadas. Este

proceso se realizó mediante un microdrill acoplado a una lupa con una broca de 0.5 mm de diámetro, obteniéndose un total de unos 25 a 30 mg de polvo por muestra, que se repartió entre los diferentes análisis que se llevaron a cabo.

Durante el estudio petrográfico se observó que algunas de las muestras, presentaban abundantes cementos calcíticos en las porosidades secundarias o pequeños procesos de dedolomitización. En los casos en que no se pudieron evitar estas zonas, al polvo extraído se le sometió a un proceso de disolución de la calcita mediante una solución de ácido acético y acetato sódico. Para ello se preparó una solución con 82 gramos de acetato sódico y 60 ml de ácido acético en un litro de agua destilada y se ajustó el pH a 5, donde se introdujeron las 15 muestras que podían tener calcita en forma de polvo. Se las hizo reaccionar con 2 cm³ de la disolución durante 24 horas, tras las cuales se centrifugaron y se extrajo la solución mediante una pipeta. Posteriormente se volvieron a introducir en otros 2 cm³ de disolución durante otras 24 horas, después de las cuales las muestras se lavaron y se dejaron secar (método extraído de Benito, 2001).

5.2. GEOQUÍMICA ELEMENTAL

Con el objetivo de obtener información complementaria que puede ser útil a la hora de interpretar los resultados isotópicos, se realizó un análisis de geoquímica elemental en 55 de las muestras de dolomías seleccionadas (8 de La Ermita (Fm. Landete), 24 de Cañete (Fm. Cañete) y 22 de L'Albiol (*Muschelkalk inferior*)). Para ello se usaron 0,25 mg de polvo de cada muestra, que se analizaron en un espectrómetro de masas de alta resolución (ICP-HRMS) en el Laboratorio de Geoquímica Elemental de la Universidad de Michigan, con el que se ha determinado el contenido de los principales elementos que componen cada muestra (Ca, Mg, Mn, Fe y Sr).

En la tabla 1 se recogen los resultados geoquímicos expresados en % mol de cada elemento, junto con la relación Mg/Ca de cada muestra. Además se ha calculado el contenido medio de estos elementos y de la relación Mg/Ca en cada columna para las dolomicritas y para las doloesparritas.

5.2.1. Columna de la Ermita - Fm. Landete

Las dolomicritas de la Fm. Landete son bastante estequiométricas, contienen entre 47,40 y 48,16% de CaCO₃ y entre 52,10 y 51,34% de MgCO₃, y el valor medio de su relación Mg/Ca es de 1,08. Tienen un contenido medio de SrCO₃ de 0,0105% siendo el valor mínimo de 0,0136% y el máximo de 0,0119%; un contenido medio de MnCO₃ de 0,0744% siendo el valor mínimo de 0,0626% y el máximo del 0,0813%; y un contenido medio de FeCO₃ de 0,4879% siendo el valor mínimo de 0,4008% y el máximo del 0,7335%.

La composición elemental de la muestra de *dolograinstone* oolítico situado en la base de la serie presenta la siguiente composición: 40,46% de CaCO₃; 51,34% de MgCO₃; 0,0135% de SrCO₃; 0,4863% de MnCO₃ y un 3,2827% de FeCO₃. Esta muestra tiene >2% de FeCO₃, lo que indica que es un dolomía ferrosa.

La distribución en la vertical de estos valores y respecto a las microfacies muestra que (Fig. 5.2A-F): el nivel de *dolograinstone* oolítico tiene un mayor contenido de SrCO_3 , MnCO_3 y FeCO_3 que las dolomicritas; el contenido en SrCO_3 en las dolomicritas aumenta hacia techo, mientras que el contenido en Mn y Fe varía muy poco (Fig. 5.2A-C).

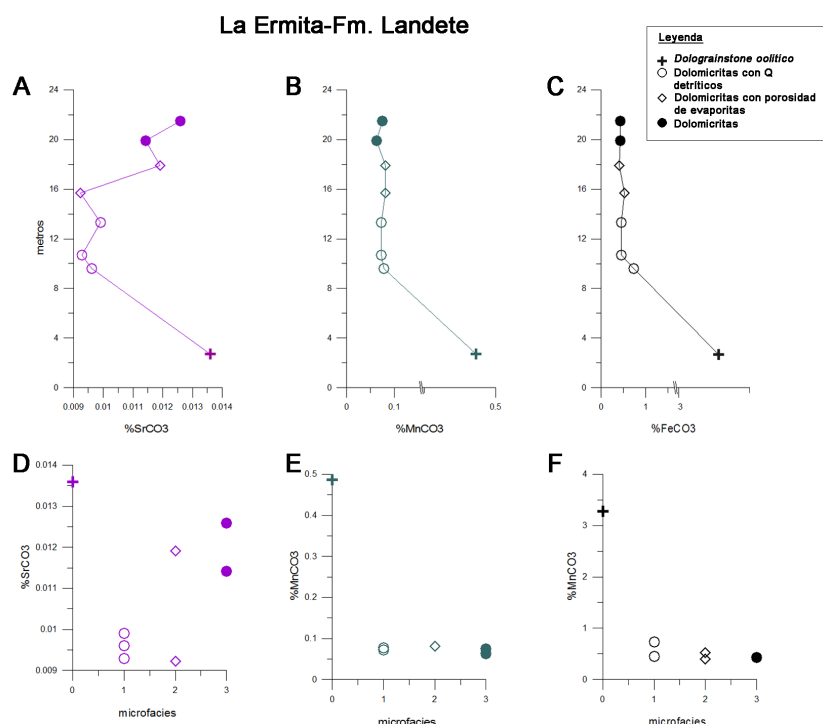


Figura 5.2. A-C) Distribución en la vertical de la composición elemental de SrCO_3 (A), MnCO_3 (B) y FeCO_3 (C) de las dolomicritas de la Fm. Landete en la columna de La Ermita. D-F) Composición elemental de SrCO_3 (D), MnCO_3 (E) y FeCO_3 (F) de las diferentes microfacies.

5.2.2. Columna de Cañete - Fm. Cañete

Todas las dolomías de esta unidad son bastante estequiométricas, siendo el valor medio de la relación Mg/Ca de 1,02 para las dolomicritas y de 1,06 para las doloesparitas.

Las doloesparitas de la Fm. Cañete contienen entre 47,28 y 48,56% de CaCO_3 y entre 50,62 y 51,65% de MgCO_3 . Tienen un contenido medio de SrCO_3 de 0,0033% siendo el valor mínimo del 0,0018% y el máximo de 0,008%; un contenido medio de MnCO_3 de 0,0555% siendo el valor mínimo de 0,0991% y el máximo del 0,0330%; y un contenido medio de FeCO_3 de 0,7146% siendo el valor mínimo de 0,4363% y el máximo del 1,8629%.

Las dolomicritas de la Fm. Cañete contienen entre 48,19 y 49,25% de CaCO_3 y entre 49,44 y 50,70% de MgCO_3 . Tienen un contenido medio de SrCO_3 de 0,01001% siendo el valor mínimo del 0,0093% y el máximo de 0,0112%; un contenido medio de MnCO_3 de 0,0464% siendo el valor mínimo de 0,0385% y el máximo del 0,0611%; y un contenido medio de FeCO_3 de 1,1378% siendo el valor mínimo de 0,878% y el máximo del 1,2902%.

La distribución en la vertical de estos valores y respecto a las microfacies muestra que: el contenido de MnCO_3 de las doloesparitas disminuye hacia techo, mientras que el de SrCO_3

y FeCO_3 varía poco, aunque hay algunos valores con alto contenido en los tres elementos en los primeros 20 metros de la serie (Fig. 5.3A-C); existe un control textural respecto al contenido de SrCO_3 y FeCO_3 . En general las dolomicritas tienen valores más altos de estos elementos que las doloesparritas (Fig. 5.3D, F).

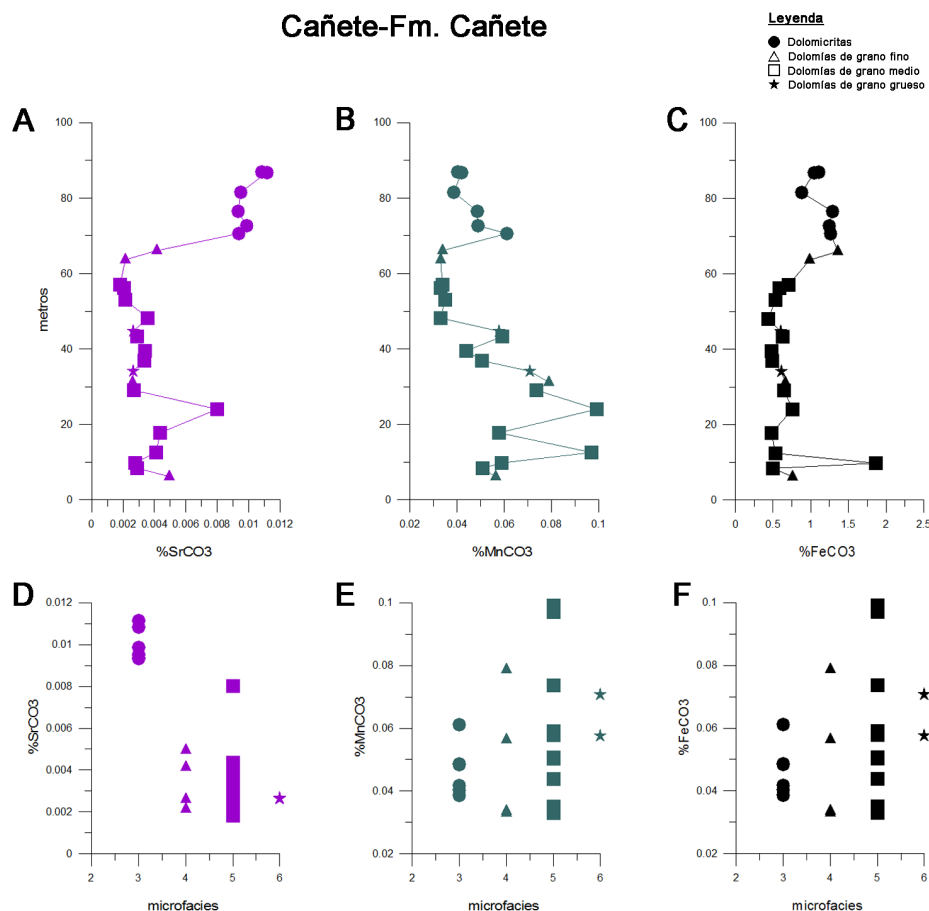


Figura 5.3. A-C) Distribución en la vertical de la composición elemental de SrCO_3 (A), MnCO_3 (B) y FeCO_3 (C) de las dolomías de la Fm. Cañete en la columna de Cañete. D-F) Composición elemental de SrCO_3 (D), MnCO_3 (E) y FeCO_3 (F) de las diferentes microfacies.

5.2.3. Columna de L' Albiol - *Muschelkalk inferior*

Las dolomías de esta unidad son bastante estequiométricas, teniendo la dolomicritas una valor medio de la relación Mg/Ca de 1,06 y las doloesparritas de 1,063.

Las doloesparritas del *Muschelkalk inferior* contienen entre 47,88 y 50,01% de CaCO_3 y entre 49,91 y 51,96% de MgCO_3 . Tienen un contenido medio de SrCO_3 de 0,0044% siendo el valor mínimo del 0,0028% y el máximo de 0,0067%; un contenido medio de MnCO_3 de 0,0096% siendo el valor mínimo de 0,0058% y el máximo del 0,0154%; y un contenido medio de FeCO_3 de 0,0903% siendo el valor mínimo de 0,0441% y el máximo del 0,1928%.

Las dolomicritas del *Muschelkalk inferior* contienen entre 48,30 y 49,06% de CaCO_3 y entre 50,87 y 51,63% de MgCO_3 . Tienen un contenido medio de SrCO_3 de 0,0050% siendo

el valor mínimo del 0,0044% y el máximo de 0,0057%; un contenido medio de MnCO_3 de 0,0060% siendo el valor mínimo de 0,0054% y el máximo del 0,0072%; y un contenido medio de FeCO_3 de 0,0663% siendo el valor mínimo de 0,0486% y el máximo del 0,0998%.

La distribución en la vertical de estos valores y respecto a las microfacies muestra que: las doloesparritas de la base de la serie presentan los valores más bajos de SrCO_3 y los más altos de MnCO_3 y FeCO_3 (Fig. 5.4A-C); en los primeros 20 metros de la serie el contenido en MnCO_3 y FeCO_3 de las doloesparritas decrece mientras que en el resto de la serie no hay una tendencia clara (Fig. X.4.B-C); no hay un control textural (entre dolomicritas y doloesparritas) del contenido en SrCO_3 , MnCO_3 y FeCO_3 (Fig. 5.4D-F).

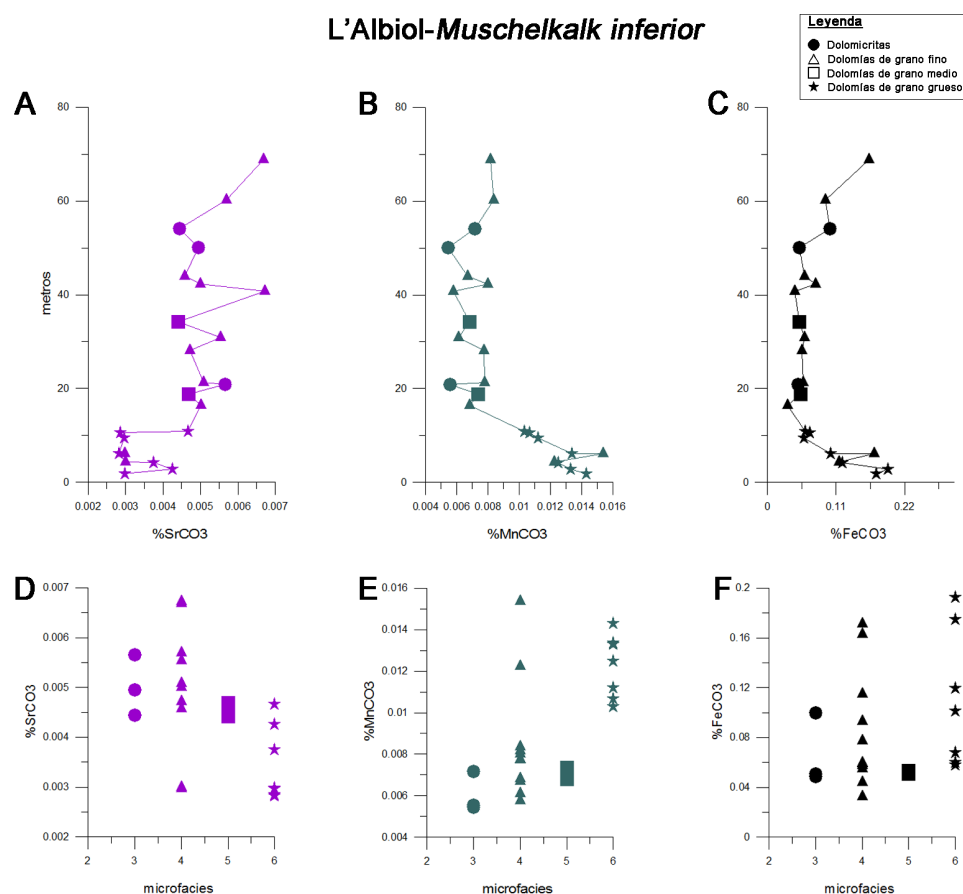


Figura 5.3. A-C) Distribución en la vertical de la composición elemental de SrCO_3 (A), MnCO_3 (B) y FeCO_3 (C) de las dolomías de la Fm. Cañete en la columna de Cañete. D-F) Composición elemental de SrCO_3 (D), MnCO_3 (E) y FeCO_3 (F) de las diferentes microfacies.

5.2.4. Recapitulación de los datos de Geoquímica Elemental

Todas las dolomías estudiadas son muy estequiométricas, con un valor de la relación Mg/Ca que varía entre 1,02 y 1,08. En todas dolomicritas y las doloesparritas el Sr y el Mn se consideran elementos traza, ya que siempre aparecen en cantidades menores al 0,1%. Por su parte, en las dolomías de la Fm. Landete y de la Fm. Cañete el Fe, se considera un elemento menor ya que su contenido siempre es mayor del 0,1%, aunque nunca supera el 1,86%. En las dolomías del *Muschelkalk inferior*, el contenido en Fe es más variable (0,010 – 0,1928), constituyendo un elemento menor en unas muestras y un elemento traza en otras.

El contenido en Sr es algo mayor en las dolomicritas que en las doloesparritas. Esto concuerda con que las dolomías relacionadas con evaporitas o ambientes hipersalinos (como es el caso de las dolomicritas estudiadas) suelen tener un contenido en Sr mayor, y con que el contenido en Sr disminuye según aumenta el tamaño de cristal de la dolomía (Tucker y Wright, 1990).

Las características generales que presentan las dolomías, tanto el ordenamiento como los bajos contenidos en Sr, Mn y Fe, son coherentes con los datos para dolomías de origen tipo sabkha y de diagénesis temprana por "*brine reflux*" (p.ej.: Warren, 2000; Arnal et al., 2002).

5.3. ISÓTOPOS ESTABLES

La aplicación del estudio de isótopos estables de C y O en carbonatos es muy interesante, ya que aporta información importante sobre su proceso de formación. Aunque para hacer una correcta interpretación de los datos se deben considerar todos los factores que pueden influir en el fraccionamiento isotópico. Uno de los factores más importantes que controla tanto la relación isotópica del C como del O, es la composición isotópica del fluido del que precipitaron los carbonatos. En el caso del fraccionamiento del O hay que tener en cuenta especialmente la temperatura, la salinidad y la evaporación; mientras que para el C uno de los factores más importantes son los procesos biológicos (Hoefs, 2009). En cuanto a los carbonatos marinos hay que tener en cuenta que la relación isotópica del agua del mar ha ido cambiando a lo largo del Fanerozoico (Fig. 5.5A-B) (Veizer et al., 1999; Prokoph et al., 2008).

Para el estudio de dolomías hay que tener en cuenta que como el fluido de dolomitización contiene poco carbono, la dolomía resultante suele conservar la relación isotópica de carbono del carbonato precursor. En cambio, la composición isotópica de oxígeno de la dolomía resultante va a estar determinada principalmente por la temperatura y por la composición del agua a partir del cual precipitan. Esto se debe principalmente a la gran cantidad de oxígeno que contiene el fluido de dolomitización y a que el oxígeno es especialmente sensible a los cambios en la temperatura (Hoefs, 2009).

Por ello, a la hora de interpretar los datos del $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de las muestras estudiadas y de compararlos con otros trabajos, se ha tenido en cuenta sobre todo: 1) El efecto que produce la temperatura en el fraccionamiento del oxígeno (los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos son más ligeros cuando mayor es la temperatura); 2) La posible variación de la composición del agua a partir del que precipitan (Tucker y Wright, 1990; Warren, 2000); 3) Teniendo en cuenta que las dolomicritas estudiadas son penecontemporáneas, según la fórmula de Frizt y Smith (1970) para el fraccionamiento de dolomías precipitadas entre 25 y 79°C, las dolomicritas del Muschelkalk deben ser aproximadamente un 2‰ más pesadas que las calcitas que precipitan del mismo agua.

Se han realizado análisis de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de todas las muestras extraídas (14 muestras en La Ermita, 42 muestras en Cañete, y 37 muestras en la columna de L'Albiol). Para ello se han usado aproximadamente 0,2 mg de cada muestra, que se analizaron con un espectrómetro de masas Finnigan MAT 253 (IRMS), calibrado con el estándar NBS 19. Este análisis nos permite conocer la abundancia relativa de estos elementos en relación al estándar V-PDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*). Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Michigan.

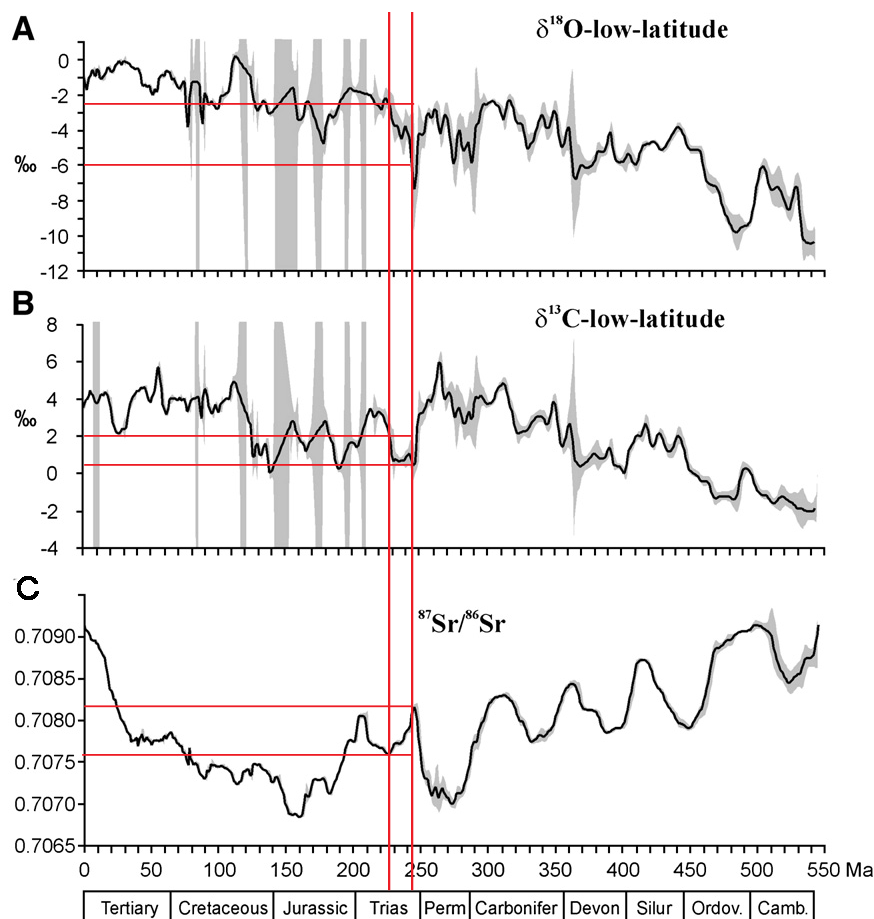


Figura 5.5. Curvas que muestran la variación de la composición isotópica de los carbonatos a lo largo del Fanerozoico. Las rayas rojas marcan la composición isotópica de los carbonatos para el Triásico Medio (modificada de Prokoph et al., 2008)

5.3.1. Resultados de isótopos de C y O

5.3.1.1. Columna de la Ermita - Fm. Landete

Los valores de la relación isotópica del $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la Fm. Landete en la Cordillera Ibérica (columna de La Ermita) están recogidos en la tabla 2 y representados en la figura 5.6. Todas las muestras analizadas de esta serie, excepto la muestra más basal, son dolomicritas, ya que son la microfacies mayoritaria en esta columna. Se interpretan como dolomías penecontemporáneas de origen tipo *sabkha* (López-Gómez et al., 1993). Por su parte, las pocas muestras de doloespinitas que se encontraron estaban muy alteradas y se descartaron.

Las dolomicritas de la Fm. Landete tienen una composición isotópica que varía entre 0,71 y 2,5‰ para el carbono (Fig. 5.6A, C). No se observa una variación clara de la relación del $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ a lo largo de la columna, ni una relación clara con las diferentes microfacies (Fig. 5.6D). Estos valores son similares a los dados por otros autores para los carbonatos del Triásico Medio (Fig. 5.5A-B; Prokoph et al., 2008) y a los de las dolomicritas del *Muschelkalk inferior* dados por Calvet et al. (2001).

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de las dolomicritas varían entre -1,10 y -5,13‰, y aunque la mayoría están dentro del rango dado para los carbonatos marinos del Anisiense (Fig. 5.5A-B; Prokoph et al., 2008), hay algunos que son hasta un 1,10‰ más pesados. Teniendo en cuenta que según la fórmula de Fritz y Smith (1970) una dolomía es aproximadamente un 2‰ más pesada que una calcita que precipita a la misma temperatura, estos datos son coherentes.

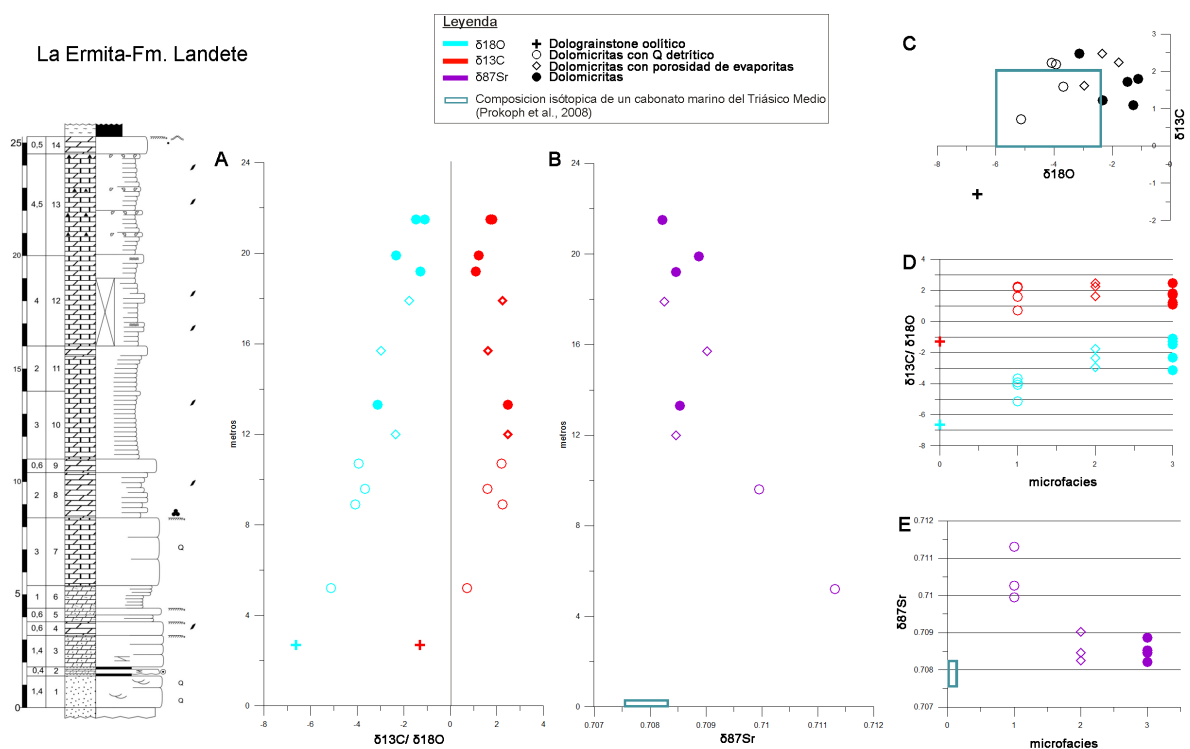


Figura 5.6. Composición isotópica de C, O y Sr de la columna de La Ermita (Fm. Landete). Distribución vertical del $\delta^{13}\text{C}$, del $\delta^{18}\text{O}$ (A) y del $\delta^{87}\text{Sr}$ (B). Composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ de cada microfacies (C). Composición isotópica de C, O (D) y Sr (E) respecto al tipo de microfacies.

La distribución vertical del $\delta^{18}\text{O}$ muestra una tendencia hacia valores más pesados hacia techo (Fig. 5.6A), similar a la observada para este isótopo en la curva general durante el Triásico (Fig. 5.5A; Prokoph et al., 2008). Esta variación en la composición isotópica se podría deber a que las dolomías de la base de la serie pudieron precipitar a una temperatura mayor que las de la parte superior, ya que con el aumento de la temperatura el carbonato que precipita está enriquecido en el isótopo ligero (^{16}O), debido a que a mayor temperatura el oxígeno fracciona menos (Tucker y Wright, 1990). Pero teniendo en cuenta que son dolomicritas penecontemporáneas, que se formaron cerca de la superficie, seguramente todas precipitaron a una temperatura similar.

El otro factor principal a tener en cuenta es la composición del agua a partir de la cual precipitaron las dolomías. Los datos sugieren que las dolomicritas de la base precipitaron de un agua que tenía una composición isotópica más ligera (enriquecida en ^{16}O) que el agua a partir del cual precipitaron las dolomicritas de la parte superior, que sería más pesada (enriquecida en ^{18}O). Si tenemos en cuenta las microfacies, se observa los valores más positivos se encuentran en las dolomicritas con porosidad de evaporitas y en las dolomicritas que dominan la mitad superior de la formación (Fig. 5.6A-B). Estos niveles coinciden con facies más someras (inter- y supramareales) (ver capítulo 3, apartado 3.2.1; capítulo 6, figura 6.2) que junto con la presencia de evaporitas indican una mayor tasa de evaporación en el medio. Durante el proceso de evaporación el isótopo ligero tiende a irse a la fase vapor, provocando un enriquecimiento del agua en el isótopo pesado y por lo tanto en los carbonatos que precipitan (Anderson y Arthur, 1983; Hoefs, 2009). Por su parte, cabe la posibilidad de que los valores más negativos que presentan las dolomicritas con cuarzo detrítico que caracterizan la mitad inferior de la serie (Fig. 5.6A, D), se deban a que durante la deposición de estos carbonatos hubiera algún aporte de aguas meteóricas (enriquecidas en el isótopo ligero).

Cabe destacar, que los valores más negativos tanto del $\delta^{13}\text{C}$ (-1,3‰) como del $\delta^{18}\text{O}$ (-6,63‰) que se han encontrado en la serie (Fig. 5.6A-B) corresponden con un nivel de *dolograinstone* oolítico que contiene cuarzoes detríticos y que está situado en la base de la serie. Teniendo en cuenta el tipo de microfacies, seguramente la señal isotópica de este nivel sea diagenética, y al no poderla comparar con las dolomicritas, no se ha tenido en cuenta para el análisis general de los datos.

5.3.1.2. Columna de Cañete - Fm. Cañete

Los valores de la relación isotópica del $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica (columna de Cañete) están recogidos en la tabla 2 y representados en la figura 5.7A, C y D. En base a las microfacies y la composición isotópica se observan dos grupos de dolomías; 1) Doloesaritas de grano fino, medio y grueso. Están interpretadas como dolomías de “*brine-reflux*” (López-Gómez et al., 1993) y equivalen a lo que Calvet y Ramon (1987) y Calvet et al. (2001) denominan dolomías grises. Van desde la base de la serie hasta los 64 metros de aquella aproximadamente. 2) Dolomicritas. Están interpretadas como dolomías penecontemporáneas de origen tipo *sabkha* (López-Gómez et al., 1993) y equivalen a lo que Calvet y Ramon, (1987) y Calvet et al. (2001) denominan dolomías blancas. Representan los últimos metros de la serie.

La composición isotópica de carbono de la Fm. Cañete varía entre 0,99 y 2,26‰ para las dolomicritas y entre 3,52 y 2,05 ‰ para las doloesaritas (Fig. 5.7A, C), mientras que la composición isotópica del oxígeno varía entre -1,21 y -2,49‰ para las dolomicritas y entre -3,22 y -5,22 ‰ para las doloesaritas.

La composición isotópica de carbono de las dolomicritas es similar a la dada por otros autores para los carbonatos marinos del Triásico Medio, que varía aproximadamente entre

0,5 y un 2‰ (Fig.5.5A-B; Prokoph et al., 2008). En cambio algunas de las doloesparitas son ligeramente más pesadas que las de las dolomicritas (Fig. 5.7A, C), y presentan valores hasta un 2‰ más pesados que los estándares dados para el Triásico Medio (Fig. A; Prokoph et al., 2008). Teniendo en cuenta que la composición isotópica de carbono de las doloesparitas está dentro de los valores considerados como marinos (0 y 4‰), y que el carbono fracciona poco durante los procesos de dolomitización (Tucker y Wright, 1990; Warren et al., 2000) se consideran que las doloesparitas conservan la señal isotópica de carbono original.

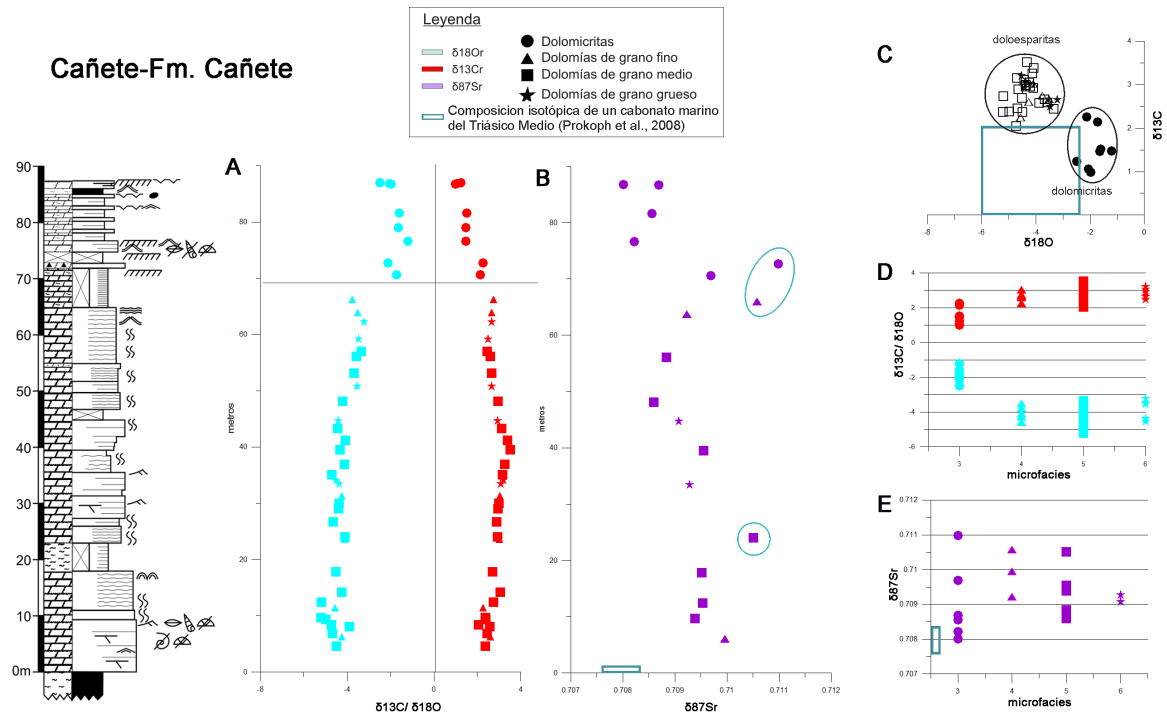


Figura 5.7. Composición isotópica de C, O y Sr de la columna de Cañete (Fm. Cañete). Distribución vertical del $\delta^{13}\text{C}$, del $\delta^{18}\text{O}$ (A) y del $\delta^{87}\text{Sr}$ (B). Composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ de cada microfacies (C). Composición isotópica de C, O (D) y Sr (E) respecto al tipo de microfacies.

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de las dolomicritas son hasta 1‰ más pesados que los dados para los carbonatos marinos del Triásico Medio (-6 y -2‰) (Fig. 5.5A-B; Prokoph et al., 2008). Teniendo en cuenta que según la fórmula de Fritz y Smith (1970) las dolomías son un 2‰ más pesadas que las calizas que precipitan del mismo agua, las dolomías Triásicas deberían tener una señal isotópica de oxígeno que varíe entre -4 y 0‰, lo que es coherente con nuestros datos. Estos datos también son coherentes con la interpretación sedimentológica, ya que estas dolomicritas están interpretadas como depositadas en ambientes inter- y supramareales (ver capítulo 3, apartado 3.2.3; capítulo 6, figura 6.15) donde habría una tasa de evaporación más alta. Durante el proceso de evaporación el isótopo ligero tiende a incorporarse al vapor de agua, mientras que el agua queda enriquecida en el isótopo pesado (Anderson y Arthur, 1983; Hoefs, 2009), y por lo tanto los carbonatos que precipitan incorporan una mayor cantidad de ^{18}O .

La composición isotópica de oxígeno de las doloesparitas es bastante homogénea, indicando que seguramente todas precipitaron a partir del mismo fluido y durante el

mismo proceso de dolomitización. Se puede observar una ligera variación del $\delta^{18}\text{O}$ entre las doloesparritas más altas que dan valores algo más pesados (más ^{18}O) y el resto de doloesparritas que tienen valores más ligeros (Fig. 5.6A). Esto se podría deber a que las doloesparritas más altas precipitaron a una temperatura ligeramente menor que el resto. Sin embargo, teniendo en cuenta que entre las doloesparritas más altas y las más bajas de la serie hay una diferencia de unos 65 metros, y que la temperatura aumenta entre 20 y 30°C cada 1000 metros, sólo habría una diferencia de temperatura de 2°C como máximo. Al ser necesaria una diferencia de 10°C para que haya un fraccionamiento del oxígeno de un 2‰ (Land, 1983), el gradiente térmico (2°C) no es suficiente para provocar esta variación en el fraccionamiento.

Si consideramos que todas las doloesparritas se generaron a partir del mismo fluido, esta diferencia del 2‰ podría estar causada porque la composición isotópica de oxígeno de la caliza original fuera más pesada en las más altas. Esto concuerda con la interpretación sedimentológica, ya que los niveles de dolomías de donde se cogieron las muestras que tienen una composición isotópica de oxígeno más pesada están interpretados como depósitos intermareales (estromatolitos, estructuras tipo *tepee*, etc...) (Fig. 5.7A), donde la evaporación sería mayor, y tanto el agua como la caliza original estarían enriquecidas en ^{18}O . Además, merece la pena destacar que la tendencia que presentan los valores del $\delta^{18}\text{O}$ en esta serie es similar a la que se ve en la curva general durante el Triásico (Fig. 5.5A; Prokoph et al., 2008).

Esta ligera variación también puede deberse al tipo de dolomitización interpretada para estos materiales, de "*brine reflux*". En este tipo de dolomitización se produce una disminución de los valores de oxígeno según nos alejamos del origen del fluido dolomitizador, ya que los carbonatos más alejados de la fuente sufren una influencia menor de este fluido (Warren, 2000).

5.3.1.3. Columna de L'Albiol - *Muschelkalk inferior*

Los valores de la relación isotópica del $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica (columna de Cañete) están recogidos en la tabla 3 y representados en la figura 5.8A, C. En esta columna la microfacies dominantes son las doloesparritas, cuyas características petrográficas y composición isotópica son similares a las que presentan las dolomías grises de "*brine-reflux*" definidas por Calvet y Ramon (1987) y por Calvet et al. (2001).

La composición isotópica de las doloesparritas varía entre 0,23 y 3,05‰ para el carbono y entre -4,63 y -7,22‰ para el oxígeno. En esta columna no se observa una relación clara entre la composición isotópica y las microfacies, aunque las dolomías de grano grueso que predomina en la base de la unidad presentan una composición isotópica de oxígeno más ligera que las demás. Por su parte, las dolomicritas son minoritarias (4 muestras) y su composición isotópica que varía entre 2,49 y 2,85‰ para el carbono, y -4,68 y -5,71 para el oxígeno, está comprendida dentro del rango que presentan las doloesparritas (Fig. 5.8A, C).

Teniendo en cuenta que la composición isotópica de carbono de las doloesparitas está dentro de los valores considerados como marinos (0 y 4‰), y que el carbono fracciona poco durante los procesos de dolomitización (Tucker y Wright, 1990; Warren et al., 2000) se considera que las dolomías conservan la señal isotópica de carbono del carbonato marino original.

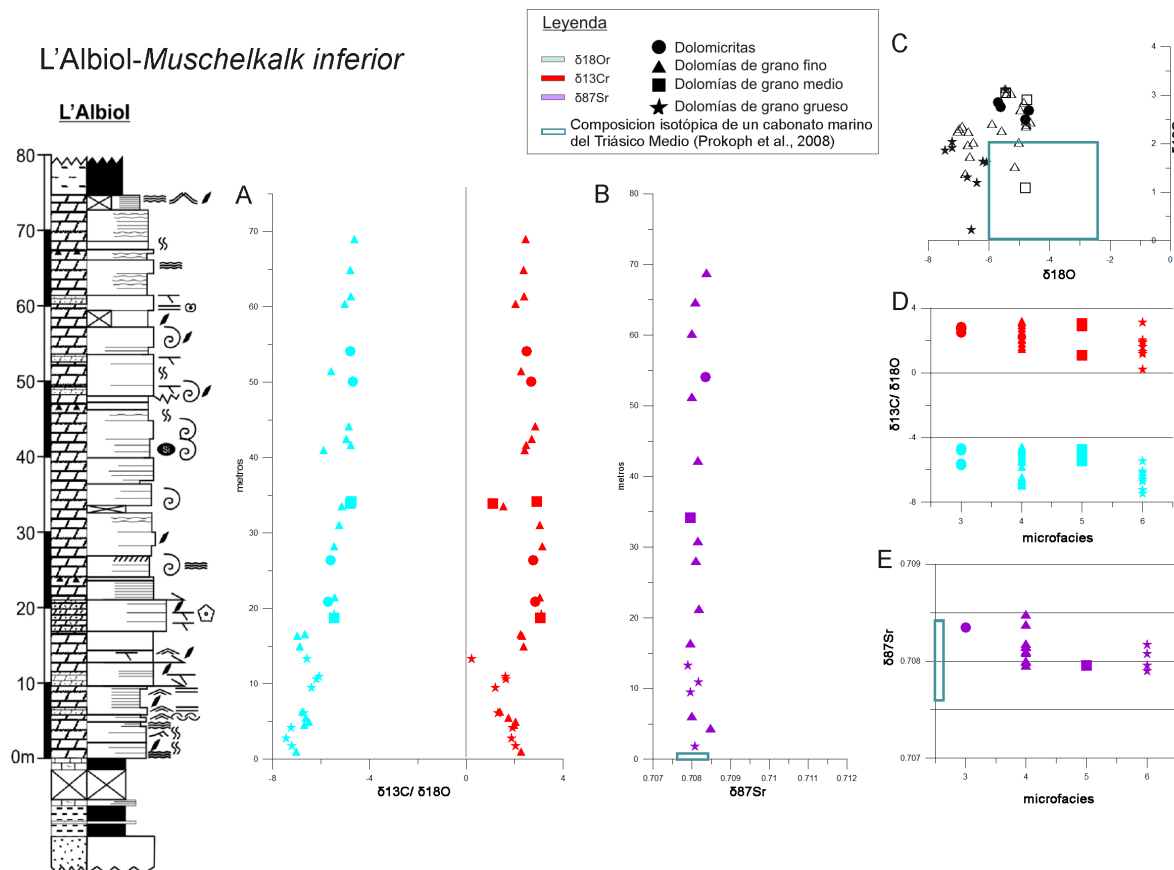


Figura 5.8. Composición isotópica de C, O y Sr de la columna de L'Albiol (Muschelkalk inferior). Distribución vertical del $\delta^{13}C$, del $\delta^{18}O$ (A) y del $\delta^{87}Sr$ (B). Composición isotópica del $\delta^{13}C$ y del $\delta^{18}O$ de cada microfacies (C). Composición isotópica de C, O (D) y Sr (E) respecto al tipo de microfacies.

Los valores del $\delta^{13}C$ de las doloesparitas no presentan una tendencia clara en la vertical, aunque se observa que los más ligeros suelen estar en los primeros 10 metros de la serie. Esto seguramente se deba a la presencia de actividad microbiana, que durante su actividad biológica generan un enriquecimiento del agua en ^{12}C (Mazzullo, 2000; Brady et al., 2013), y concuerda con la interpretación sedimentológica, ya que la base de la unidad está formada por depósitos de llanura de marea donde son muy frecuentes las facies con laminación microbiana (ver capítulo 3, apartado 3.3.1, unidad El Brull). También se pueden observar varios puntos que se separan de la tendencia general y dan valores más ligeros del $\delta^{13}C$ (Fig. 5.8A). No se ha encontrado una relación clara entre estos valores con las microfacies o la interpretación sedimentaria.

La distribución en la vertical del $\delta^{18}O$, muestra una ligera tendencia a valores más pesados hacia techo (Fig. 5.8A, D), estando en general los más ligeros asociados a doloesparitas de grano grueso y los más pesados a doloesparitas de grano fino. Como se ha comentado

previamente, uno de los principales factores que controla el fraccionamiento de oxígeno es la temperatura, pero al igual que en el caso de la Fm. Cañete, entre la base y el techo de la serie no hay un gradiente de temperatura suficiente para generar cambios significativos en el fraccionamiento del oxígeno (ver apartado 5.3.1.2). Otra causa podría ser que la composición original de la caliza de la parte alta de la serie fuera más pesada que la de las de la parte baja. Esto no concuerda con la interpretación sedimentológica ni con los datos más ligeros de las dolomías de la base, ya que tanto las dolomías del techo como de la base están interpretadas como de ambientes someros de llanura de marea (ver capítulo 3), aunque si con la tendencia general que presenta este isótopo durante el Triásico (Fig. 5.5A; Prokoph et al., 2008). Estos ambientes someros estarían sometidos a un proceso de evaporación importante (moldes de evaporitas, estructuras tipo *tepee*...) que causaría un enriquecimiento en el isótopo pesado del agua y del carbonato que precipitase de él, ya que el isótopo ligero tiende a irse a la fase vapor (Anderson y Arthur, 1983; Hoefs, 2009). Descartadas estas dos posibilidades, seguramente en este caso, la ligera variación en la composición isotópica del oxígeno de las doloesparitas (hacia valores más pesados hacia techo) se deba a características asociadas al tipo de dolomitización, de "*brine reflux*" (ver apartado 5.3.1.2).

5.4. ISÓTOPOS DE ESTRONCIO

El estudio de los isótopos de Sr en carbonatos marinos refleja la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua a partir de la que precipitaron, ya que durante ese proceso el Sr no fracciona (Faure, 1986; Veizer, 1992; Banner, 2004). La variación de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina depende fundamentalmente de los aportes de Sr procedentes de la erosión de la corteza continental (y que es transportado por los ríos o el viento), y de los derivados de sistemas hidrotermales submarinos (Faure, 1986; Veizer et al., 1999; Goddérís y Veizer, 2000; Korte et al., 2002), ya que ambos aportes tienen una señal isotópica bien diferenciada. Muchos autores han estudiado la variación de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los carbonatos marinos a lo largo del tiempo creando unas curvas globales de la variación de esta relación durante el Fanerozoico (Fig. 5.5C) (Koepnick et al., 1990; Veizer et al., 1999; Prokoph et al., 2008).

Para los análisis isotópicos de Sr, se han seleccionado 46 de las 93 muestras estudiadas: 10 de la columna de La Ermita, 18 de la columna de Cañete y 17 de la columna de L'Albiol. Para ello se han usado aproximadamente entre 20 y 25 gramos de cada muestra, que han sido preparadas y analizadas en el CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid, donde se han analizado con un espectrómetro de masas tipo TIMS (Espectrómetro de Masas de Ionización Termal) VG SECTOR 54, obteniéndose la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con un error analítico de 3×10^{-6} . Para el análisis de las muestras se ha usado un estándar (NBS 987) cuyo valor ($N=9$) es de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710241 \pm 0,000010(2\sigma)$.

5.4.1. Resultados de isótopos de Sr

5.4.1.1. Columna de La Ermita – Fm. Landete

Los valores de la relación isotópica del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Fm. Landete de la Cordillera Ibérica (columna de La Ermita) están recogidos en la tabla 2 y representados en la figura 5.6B. La composición isotópica del $\delta^{87}\text{Sr}$ de las dolomicritas de la Fm. Landete varía entre 0.7102 y 0.7082. Teniendo en cuenta que la composición isotópica del estroncio de los carbonatos marinos durante el Anisiense varía aproximadamente entre 0,7079 y 0,7082 (Fig. 5.5C; Prokoph et al., 2008), las dolomicritas estudiadas son bastante más radiogénicas de lo que deberían para un carbonato marino de esa edad.

La distribución vertical del $\delta^{87}\text{Sr}$ muestra una tendencia hacia valores menos radiogénicos hacia techo (Fig. 5.6B). Una tendencia similar se observa en la curva general dada para el Triásico (Fig. 5.5C; Prokoph et al., 2008). La variación en la composición isotópica sugiere que los carbonatos de la parte inferior precipitaron a partir de un agua más radiogénica que los de la parte superior. Esto seguramente esté relacionado con la llegada de aguas meteóricas y/o material siliciclástico del continente más radiogénicos. En este caso es posible que el material detrítico proceda del Buntsandstein, que tiene una señal isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de entre 0,7099 y 0,7138 en esta misma área (Galán-Abellán, 2011). Esta interpretación es coherente con la presencia de cuarzos detríticos en las dolomicritas más radiogénicas.

Por su parte, los valores menos radiogénicos que tienen las dolomicritas de la parte superior, que varían entre 0,7090 y 0,7082 (Fig. E.A-B), seguramente se deba a que la llegada de aguas meteóricas del continente (más radiogénicas) sería cada vez menor, y las dolomicritas precipitarían de un agua con mayor influencia marina y que tendría una señal isotópica más próxima a la del mar del Anisiense (Fig. 5.5C; Prokoph et al., 2008).

Esta interpretación es coherente con la variación de la composición isotópica de oxígeno de las dolomicritas, que se hace cada vez más pesada hacia techo (Fig.5.6A), lo que como ya se ha discutido previamente podría estar relacionado con la llegada de aguas meteóricas durante la sedimentación de los carbonatos de la base de la serie.

5.4.1.2. Columna de Cañete – Fm. Cañete

Los valores de la relación isotópica del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Fm. Cañete de la Cordillera Ibérica (columna de Cañete) están recogidos en la tabla 2 y representados en la figura 5.7B, E. Los valores del $\delta^{87}\text{Sr}$ de esta unidad presentan unos valores bastante parecidos a los de la Fm. Landete (Fig. 5.6B), y varían entre 0,7080 y 0,7105.

Si bien es cierto, que los datos menos radiogénicos pertenecen a las dolomicritas más altas de la serie y los más radiogénicos a doloesparritas de la base, no se observa que la composición del estroncio tenga una relación clara con las diferentes microfacies (Fig. 5.7C),

a diferencia de lo que pasaba con la composición isotópica del oxígeno (Fig.5.7E). Al igual que en el caso anterior, la tendencia de los valores del $\delta^{87}\text{Sr}$ en esta serie es la misma que presenta la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a lo largo del Triásico (Fig. 5.5C; Prokoph et al., 2008).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las dolomías de la Fm. Cañete (0,7080-0,7105) son más radiogénicos que los valores dados para los carbonatos marinos del Ladinense que varían entre 0,7076-0,7078 (Fig.5.5C; Prokoph et al., 2008), y presentan una tendencia general hacia valores menos radiogénicos hacia techo. Esto podría estar relacionado con la llegada de aguas meteóricas más radiogénicas que el agua de mar, cuya influencia sería cada vez menor hacia el techo de la serie. Además, en esta serie, es posible ver dos zonas donde los isótopos de Sr presentan valores anómalos, a 24 metros y entre los 66 y los 72 metros (círculos azules en la figura 5.7B). Estas anomalías coinciden con niveles que presentan un alto contenido en margas, y señalan puntos donde seguramente haya habido descargas importantes de aguas meteóricas y material siliciclástico, que contienen una mayor cantidad de Rb, que es la fuente del ^{87}Sr , provocando un enriquecimiento en este isótopo.

5.4.1.3. Columna de L' Albiol - *Muschelkalk inferior*

Los valores de la relación isotópica del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del *Muschelkalk inferior* de la columna de L'Albiol (Cordillera Costero Catalana) están recogidos en la tabla 3 y representados en la figura 5.8B, E. En esta serie los valores del $\delta^{87}\text{Sr}$ de esta unidad varían muy poco, entre 0,7079 y 0,7084. No presentan una tendencia en la vertical, ni ninguna relación clara con las diferentes microfacies (Fig. F.A-B).

Teniendo en cuenta que la composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos del Anisiense es de entre 0,7078 y 0,7082 (Fig. 5.5C; Prokoph et al., 2008), se puede considerar que estos carbonatos precipitaron directamente del agua del mar.

5.5. COMPARACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE O, C Y SR ENTRE LAS DOS ÁREAS ESTUDIADAS

Para hacer una comparación entre las relaciones isotópicas en las unidades equivalentes en ambas zonas, se han representado los datos del $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ juntos en dos gráficas (Fig. 5.9A, B). En el caso de los datos isotópicos del *Muschelkalk superior* de la Cordillera Costero Catalana se han utilizado una serie de datos inéditos que están recogidos en la tabla 3.

Como se observa en la figura 5.9A, todos los valores del $\delta^{87}\text{Sr}$ del *Muschelkalk inferior* y casi todos los valores del *Muschelkalk superior* de la Cordillera Catalana, están dentro del rango de valores dado para los carbonatos marinos del Triásico Medio, que estaría entre 0,7076 y 0,7083 (Fig. 5.5C; Prokoph et al., 2008). Sin embargo la composición isotópica de los carbonatos de la Cordillera Ibérica son más radiogénicos, debido seguramente a la llegada de aguas meteóricas o de material detrítico más radiogénicos procedentes del continente (ver apartado 5.2.4). Esto concuerda perfectamente con las interpretaciones sedimentológicas y

paleogeográficas, ya que en las series estudiadas de la Cordillera Ibérica estamos siempre en zonas más cercanas al borde de cuenca que en la Cordillera Costero Catalana (ver capítulo 3, apartado 3.3; y capítulo 7), donde en general las facies son más abiertas.

En general la composición isotópica de oxígeno del *Muschelkalk inferior* es más negativa que la de la Fm. Landete (Fig. 5.9B). Esto se debe a que las dolomías del *Muschelkalk inferior* son doloesparritas originadas durante la diagénesis temprana mientras que los carbonatos de la Fm. Landete son dolomicritas penecontemporáneas, con lo cual es lógico pensar que las dolomías de cada zona precipitaron a partir de un fluido con una composición isotópica diferente. Por su parte como ya se ha explicado en el apartado 5.2.3, es posible que los valores más negativos de la Fm. Landete se deban a la proximidad de esta serie al borde de cuenca, lo que también concuerda con los valores más radiogénicos que da el estroncio. La influencia de aguas meteóricas durante la sedimentación del *Muschelkalk inferior* se puede descartar, ya que la señal isotópica del estroncio es totalmente marina.

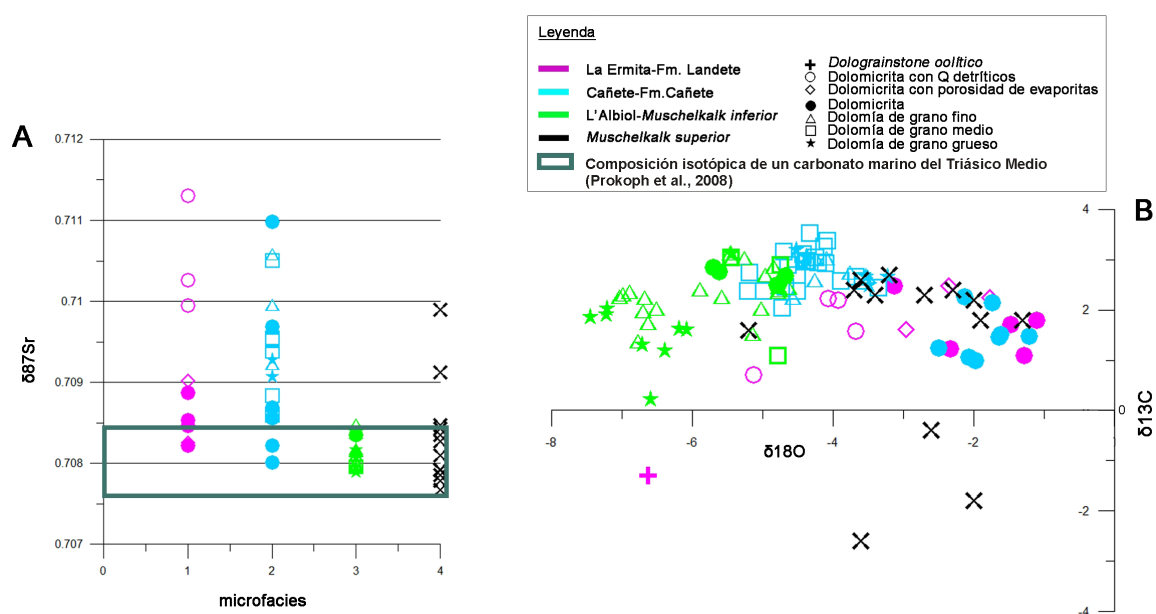


Figura 5.9. A, B) Representación de las relaciones del $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (A) y del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (B) de las tres columnas estudiadas, junto con los datos del Muschelkalk superior. CI: Cordillera Ibérica; CCC: Cordillera Costero Catalana.

La composición isotópica del oxígeno del *Muschelkalk superior* (que varía entre -1,3 y -5,2‰) y de la Fm. Cañete (-1,21 a -5,19‰) es bastante similar (Fig. 5.9B). De todas formas los valores del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del *Muschelkalk superior* no se han estudiado con más detalle.

En general la composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ en las dos zonas estudiadas presenta valores similares (entre 1 y 3‰) tanto en la unidad carbonática inferior (Fm. Landete - *Muschelkalk inferior*) como en la segunda unidad carbonática (Fm. Cañete - *Muschelkalk superior*) (Fig. 5.9B). Estos datos son muy similares a los dados para carbonatos del Triásico Medio (Fig. 5.5C; Prokoph et al., 2008), y están dentro de los valores considerados como marinos (0 a 4‰) (Tucker y Wright, 1990).

Aunque en la curva del Sr no quedan registrados los diferentes pulsos transgresivos-regresivos diferenciados en la facies Muschelkalk, cabe destacar que la tendencia que presenta la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ según subimos en la serie (a valores menos radiogénicos), tanto en la Fm. Landete como en la Fm. Cañete, es bastante coherente con la evolución de estas plataformas. Esta evolución se divide principalmente en dos etapas (ver capítulo 6, apartados 6.2.3 y 6.3.3); una primera caracterizada por una entrada rápida del mar sobre sedimentos continentales o de transición, que instala una plataforma carbonática (valores más radiogénicos) donde la influencia de aguas meteóricas puede ser significativa; y una segunda etapa de estabilización y progradación de la plataforma (valores menos radiogénicos), donde casi no hay influencia del continente y domina el agua marina.

	muestra	metros	%CaCO ₃	%MgCO ₃	Mg/Ca	%SrCO ₃	%MnCO ₃	%FeCO ₃	microfacies	
La Ermita-Fm. Landete	Ermt-4	21.5	47.8517232	51.6320093	1.079	0.01259457	0.07420367	0.42946922	Dolomicrita	3
	XIV	19.9	47.9274585	51.5699454	1.076	0.01141632	0.06261243	0.42856733	Dolomicrita	3
	XII	17.9	48.1635364	51.3423298	1.066	0.01190603	0.08136266	0.40086511	Dolomicrita po. evaporitas	2
	XI	15.7	47.3044147	52.0821606	1.101	0.00922909	0.08105611	0.52313952	Dolomicrita po. evaporitas	2
	X	13.3	47.3674632	52.1042096	1.1	0.00990454	0.07198433	0.44643834	Dolomicrita Q detrítico	1
	VIII	10.7	47.6136899	51.8513084	1.089	0.00928943	0.07204904	0.45366324	Dolomicrita Q detrítico	1
	VII	9.6	47.4769536	51.7024025	1.089	0.00960934	0.07751562	0.73351893	Dolomicrita Q detrítico	1
	I	2.7	40.4614532	55.7558825	1.378	0.01359909	0.48634667	3.28271862	Dolograstone oolítico	0
	promedio		47.6721771	51.7549094	1.08571429	0.01056419	0.0743977	0.48795167	Dolomicritas	
Cañete-Fm. Cañete	Cñte-28	87	48.2384035	50.6020852	1.049	0.0108247	0.0402646	1.10842203	Dolomicrita	3
	Cñte-27	86.8	48.1991473	50.705503	1.052	0.01116292	0.04183204	1.04235476	Dolomicrita	3
	Cñte-25	81.6	49.2166215	49.8564376	1.013	0.00951357	0.03851693	0.87891043	Dolomicrita	3
	Cñte-24	76.6	49.0562076	49.5958259	1.011	0.00934521	0.04844301	1.29017826	Dolomicrita	3
	23	72.7	49.2510928	49.4480972	1.004	0.00985514	0.04874381	1.24221106	Dolomicrita	3
	21	70.6	48.8681549	49.7966498	1.019	0.0093778	0.06110963	1.26470785	Dolomicrita	3
	20	66	47.9841269	50.6232538	1.055	0.00414103	0.03369445	1.35478384	Doloesparita grano fino	4
	Cñte-22	63.7	48.0730911	50.9094035	1.059	0.00213445	0.03290122	0.98246976	Doloesparita grano fino	4
	Cñte-21	57	48.348556	50.9110294	1.053	0.00182274	0.03391168	0.7046802	Doloesparita grano medio	4
	17	56.1	47.8026462	51.5790553	1.079	0.00205073	0.03300773	0.58324009	Doloesparita grano medio	4
	16	53.1	47.7795254	51.649667	1.081	0.00215486	0.03505106	0.53360174	Doloesparita grano medio	4
	14	48.1	48.3375882	51.1895059	1.059	0.00356731	0.03304358	0.43629507	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-19	44.7	47.8726908	51.4631426	1.075	0.00264736	0.05770095	0.60381825	Doloesparita grano grueso	4
	Cñte-18	43.3	48.3497482	50.9606346	1.054	0.00291065	0.05903021	0.62767643	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-17	39.5	47.8489596	51.6290274	1.079	0.00341642	0.04374352	0.47485307	Doloesparita grano medio	4
	12	36.9	48.3759118	51.0849629	1.056	0.00335729	0.05036416	0.4854039	Doloesparita grano medio	4
	10	34.1	48.1667796	51.1531199	1.062	0.00266362	0.07077627	0.60666059	Doloesparita grano grueso	4
	Cñte-16	31.14	48.5602328	50.696883	1.044	0.00261254	0.07878412	0.66148749	Doloesparita grano fino	4
	Cñte-15	29	48.3339949	50.9440306	1.054	0.00268254	0.07364651	0.6456455	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-14	24	48.1477118	50.9884268	1.059	0.00800696	0.09911688	0.75673759	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-13	17.8	47.9570627	51.5058853	1.074	0.0043545	0.05777867	0.47491879	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-12	12.46	48.0268551	51.3407081	1.069	0.00412551	0.09708629	0.53122504	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-11	9.7	47.2881387	50.787461	1.074	0.00276636	0.05876497	1.86286894	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-10	8.4	48.2543809	51.1978981	1.061	0.00288561	0.05066227	0.49417311	Doloesparita grano medio	4
	Cñte-9	6.1	48.4046716	50.7765005	1.049	0.00496148	0.05643017	0.7574363	Doloesparita grano fino	4
			48.8049379	50.0007664	1.02466667	0.01001322	0.046485	1.13777974	Dolomicritas	
	Promedio		48.1006669	51.1258208	1.06294737	0.00332958	0.05555235	0.7146303	Doloesparitas	
L'Albiol-Muschelkalk inferior	Alb-40	68.8	48.2233598	51.598995	1.07	0.00668858	0.00815457	0.16280206	Doloesparita grano fino	4
	Alb-36	60.2	48.304206	51.588892	1.068	0.00569507	0.00836629	0.09284068	Doloesparita grano fino	4
	Alb-34	54.1	48.1390386	51.7494665	1.075	0.00444805	0.00715828	0.09988851	Dolomicrita	3
	Alb-32a	50.1	49.0618708	50.87716	1.037	0.00495034	0.00543606	0.05058279	Dolomicrita	3
	Alb-30	44	48.1586052	51.7705006	1.075	0.00457507	0.00669886	0.05962035	Doloesparita grano fino	4
	Alb-29	42.3	48.2189464	51.6907106	1.072	0.0050003	0.00799952	0.07734319	Doloesparita grano fino	4
	Alb-27	40.8	48.2352134	51.7081488	1.072	0.00672881	0.00577376	0.04413522	Doloesparita grano fino	4
	Alb-25"	34.2	48.0471385	51.8909095	1.08	0.00441553	0.00679867	0.05073778	Doloesparita grano medio	5
	Alb-24	30.9	48.1122833	51.8169291	1.077	0.00554254	0.00611507	0.05913	Doloesparita grano fino	4
	Alb-23	28.1	47.975264	51.9572109	1.083	0.00471117	0.00773841	0.0550756	Doloesparita grano fino	4
	Alb-18IV	21.3	48.2985157	51.6311133	1.069	0.00507617	0.00777123	0.05752353	Doloesparita grano fino	4
	Alb-18"	20.9	48.3036227	51.6365726	1.069	0.00566118	0.00555009	0.04859344	Dolomicrita	3
	Alb-18'	18.77	47.8842924	52.0502258	1.087	0.00468787	0.00735503	0.05343887	Doloesparita grano medio	4
	Alb-18	16.4	48.6638062	51.2916518	1.054	0.00500751	0.0068324	0.03270208	Doloesparita grano fino	3
	Alb-13	10.94	50.0124456	49.9124207	0.998	0.00466116	0.01030757	0.06016497	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-12	10.65	48.4101291	51.5083773	1.064	0.0028562	0.01066959	0.06796782	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-11	9.5	49.8144561	50.1133428	1.006	0.00296894	0.01119829	0.05803384	Doloesparita grano fino	6
	Alb-9.2	6.1	48.2757892	51.6068186	1.069	0.00282413	0.01338205	0.10118605	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-9	6.1	48.5459139	51.2644851	1.056	0.00297101	0.01535993	0.17126998	Doloesparita grano fino	4
	Alb-5	4.4	48.1299702	51.7397179	1.075	0.00298887	0.01224426	0.11507876	Doloesparita grano fino	4
	Alb-4	4.2	48.9769307	50.887031	1.039	0.00374674	0.01249402	0.11979757	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-3	2.8	47.8836917	51.9059218	1.084	0.00425686	0.01330209	0.19282763	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-2	1.8	48.3799256	51.4278609	1.063	0.00297537	0.01429627	0.17494181	Doloesparita grano grueso	6
	promedio		48.4275441	51.4680632	1.06305	0.00441889	0.00964289	0.09033089	Doloesparitas	
			48.5015107	51.4210664	1.06033333	0.00501986	0.00604814	0.06635491	Dolomicritas	

Tabla 1. Resultados del análisis de geoquímica elemental.

	muestra	metros	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{87}\text{Sr}$	microfacies	
La Ermita-Fm. Landete	XV	21.5	1.71	-1.48	0.708219	Dolomicrita	3
	Ermt-4	21.5	1.80	-1.10		Dolomicrita	3
	XIV	19.9	1.22	-2.33	0.708869	Dolomicrita	3
	XIII	19.2	1.10	-1.28	0.708464	Dolomicrita	3
	XII	17.9	2.24	-1.77	0.708257	Dolomicrita po. evaporitas	2
	XI	15.7	1.62	-2.96	0.709019	Dolomicrita po. evaporitas	2
	X	13.3	2.47	-3.12	0.708533	Dolomicrita	3
	IX	12	2.48	-2.35	0.70846	Dolomicrita po. evaporitas	2
	VIII	10.7	2.20	-3.93		Dolomicrita Q detrítico	1
	VII	9.6	1.59	-3.67	0.709952	Dolomicrita Q detrítico	1
	VI	8.9	2.23	-4.07		Dolomicrita Q detrítico	1
	Land-35	5.2	0.71	-5.13	0.711303	Dolomicrita Q detrítico	1
	Land 34a				0.710263	Dolomicrita Q detrítico	1
Cañete-Fm. Cañete	I	2.7	-1.30	-6.63		Dolograinstone oolítico	0
	Cñte-28	87	1.24	-2.49		Dolomicrita	3
	Cñte-27	86.8	1.06	-2.06	0.708009	Dolomicrita	3
	25	86.7	0.99	-1.98	0.708689	Dolomicrita	3
	Cñte-25	81.6	1.52	-1.61	0.708558	Dolomicrita	3
	24	79	1.47	-1.64		Dolomicrita	3
	Cñte-24	76.6	1.48	-1.21	0.708223	Dolomicrita	3
	23	72.7	2.26	-2.12	0.710987	Dolomicrita	3
	21	70.6	2.14	-1.73	0.709691	Dolomicrita	3
	20	66	2.74	-3.76	0.710579	Doloesparita grano fino	4
	Cñte-22	63.7	2.67	-3.51	0.709227	Doloesparita grano fino	4
	19	62.2	2.66	-3.22		Doloesparita grano grueso	6
	18	59.2	2.49	-3.48		Doloesparita grano grueso	6
	Cñte-21	57	2.45	-3.35		Doloesparita grano medio	5
	17	56.1	2.59	-3.58	0.708840	Doloesparita grano medio	5
	16	53.1	2.67	-3.68		Doloesparita grano medio	5
	15	50.8	2.67	-3.54		Doloesparita grano grueso	6
	14	48.1	2.95	-4.21	0.708596	Doloesparita grano medio	5
	Cñte-19	44.7	2.93	-4.41	0.709073	Doloesparita grano grueso	6
	Cñte-18	43.3	3.11	-4.43		Doloesparita grano medio	5
	13	41.2	3.39	-4.09		Doloesparita grano medio	5
	Cñte-17	39.5	3.52	-4.33	0.709550	Doloesparita grano medio	5
	12	36.9	3.26	-4.13		Doloesparita grano medio	5
	11	35.1	3.16	-4.70		Doloesparita grano medio	5
	10	34.1	3.20	-4.52		Doloesparita grano grueso	6
	9	33.5	3.07	-4.38	0.709279	Doloesparita grano grueso	6
	Cñte-16	31.14	3.03	-4.25		Doloesparita grano fino	4
	8	30	2.98	-4.37		Doloesparita grano medio	5
	Cñte-15	29	2.96	-4.39		Doloesparita grano medio	5
	7.1	26.7	2.90	-4.64		Doloesparita grano medio	5
	Cñte-14	24	2.93	-4.10	0.710508	Doloesparita grano medio	5
	7	23.4	3.02	-4.10		Doloesparita grano fino	4
	Cñte-13	17.8	2.70	-4.51	0.709515	Doloesparita grano medio	5
	6	14.2	3.05	-4.24		Doloesparita grano medio	5
	Cñte-12	12.46	2.74	-5.19	0.709531	Doloesparita grano medio	5
	5	11.2	2.25	-4.57		Doloesparita grano fino	4
	Cñte-11	9.7	2.37	-5.22	0.709387	Doloesparita grano medio	5
	4	9.4	2.39	-4.99		Doloesparita grano medio	5
	Cñte-10	8.4	2.05	-4.73		Doloesparita grano medio	5
	3	8.1	2.58	-3.89		Doloesparita grano medio	5
	2	6.87	2.46	-4.68		Doloesparita grano medio	5
	Cñte-9	6.1	2.60	-4.26	0.709954	Doloesparita grano fino	4
	1	4.6	2.37	-4.50		Doloesparita grano medio	5

Tabla 2. Resultados del análisis de isótopos C, O y Sr de las dolomías de la columna de La Ermita (Fm. Landete) y de la columna de Cañete (Fm. Cañete), de la Cordillera Ibérica.

	muestra	metros	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{87}\text{Sr}$	microfacies	
<i>L'Albiol-Muschelkalk inferior</i>	Alb-40	68.8	2.45	-4.63	0.708379	Doloesparita grano fino	4
	Alb-39	64.7	2.36	-4.78	0.708087	Doloesparita grano fino	4
	Alb-38	61.25	2.40	-4.76		Doloesparita grano fino	4
	Alb-36	60.2	2.03	-5.02	0.707993	Doloesparita grano fino	4
	Alb-34	54.1	2.49	-4.80	0.708347		3
	Alb-33	51.3	2.27	-5.58	0.708004	Doloesparita grano fino	4
	Alb-32a	50.1	2.69	-4.68			3
	Alb-30	44	2.86	-4.85		Doloesparita grano fino	4
	Alb-29	42.3	2.70	-4.96	0.708155	Doloesparita grano fino	4
	Alb-28	41.5	2.47	-4.77		Doloesparita grano fino	4
	Alb-27	40.8	2.42	-5.90		Doloesparita grano fino	4
	Alb-25'''	34.2	2.90	-4.75	0.707955	Doloesparita grano medio	5
	Alb-25''	33.9	1.09	-4.79		Doloesparita grano medio	5
	Alb-25'	33.4	1.53	-5.14		Doloesparita grano fino	4
	Alb-24	30.9	3.03	-5.26	0.708149	Doloesparita grano fino	4
	Alb-23	28.1	3.14	-5.47	0.708101	Doloesparita grano fino	4
	Alb-22	26.4	2.76	-5.61			3
	Alb-18IV	21.3	3.03	-5.43	0.708178	Doloesparita grano fino	4
	Alb-18'''	20.9	2.85	-5.71			3
	Alb-18''	19.2	3.11	-5.46		Doloesparita grano grueso	6
	Alb-18'	18.77	3.05	-5.46		Doloesparita grano medio	5
	Alb-18	16.4	2.25	-6.68	0.707959	Doloesparita grano fino	4
	Alb-17	16.2	2.31	-6.99		Doloesparita grano fino	4
	Alb-16	14.76	2.36	-6.89		Doloesparita grano fino	4
	Alb-15	13.3	0.23	-6.59	0.707897	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-13	10.94	1.61	-6.08	0.708168	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-12	10.65	1.63	-6.19		Doloesparita grano grueso	6
	Alb-11	9.5	1.19	-6.39	0.707958	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-9.2	6.1	1.31	-6.71		Doloesparita grano grueso	6
	Alb-9	6.1	1.39	-6.78	0.708003	Doloesparita grano fino	4
	Alb-8	5.35	1.74	-6.64		Doloesparita grano fino	4
	Alb-6	4.8	2.03	-6.51		Doloesparita grano fino	4
	Alb-5	4.4	1.97	-6.70	0.708484	Doloesparita grano fino	4
	Alb-4	4.2	1.91	-7.22		Doloesparita grano grueso	6
	Alb-3	2.8	1.86	-7.45		Doloesparita grano grueso	6
	Alb-2	1.8	2.04	-7.22	0.708075	Doloesparita grano grueso	6
	Alb-1	0.8	2.26	-7.03		Doloesparita grano fino	4
<i>Muschelkalk superior</i>			2.2	-2	0.707925		
			-0.4	-2.6	0.708427		
			-1.8	-2	0.707784		
			2.4	-2.3	0.707674		
			1.8	-1.9	0.707852		
			2.7	-3.2	0.707914		
			1.6	-5.2			
			2.6	-3.6			
			-2.6	-3.6			
			2.3	-2.7	0.708349		
					0.708100		
			2.3	-3.4	0.708270		
					0.709120		
			2.4	-3.7	0.709895		
			1.8	-1.3	0.708470		

Tabla 3. Resultados del análisis de isótopos de C, O y Sr de las dolomías de la columna de L'Albiol (Muschelkalk inferior) y del Muschelkalk superior, de la Cordillera Costero Catalana.

6. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

6. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

6.1. INTRODUCCIÓN

El análisis estratigráfico-secuencial de las plataformas carbonáticas en facies Muschelkalk se ha realizado mediante la integración de los datos sedimentológicos, estratigráficos, cartográficos y biocronoestratigráficos. En este capítulo, además de los datos propios, se han considerado los trabajos previos de Calvet et al. (1990) en la Cordillera Costero Catalana (CCC) y López-Gómez et al. (1993, 1998) en la Cordillera Ibérica (CI), que constituyen primeras aproximaciones al estudio.

Desde el punto de vista de la metodología, se siguen los criterios básicos desarrollados por la “escuela EXXON” (p.ej.: Posamentier y Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990; Vail et al., 1991), mejorados y adaptados posteriormente a diferentes casuísticas, entre ellas, las rampas carbonáticas (p.ej.: Wright y Burchette, 1996). Dado que estos criterios se han recogido en diferentes tratados y manuales recientes (p.ej.: Emery y Myers, 1996; Coe, 2003; Catuneanu, 2006), no se entrará aquí a describirlos con detalle.

En este trabajo se reconocen tres tipos principales de unidades secuenciales de carácter cíclico. Las más pequeñas, con espesores de escala decimétrica a métrica y duración de decenas de miles de años (k.a.), se asimilan al término de “secuencia elemental” o “parasecuencia” (en el sentido de Wright y Burchette, 1996). Los patrones de apilamiento (“stacking patterns”) de las parasecuencias son un elemento clave en el reconocimiento de unidades genéticas de mayor rango, especialmente los cortejos sedimentarios. El segundo tipo de unidad secuencial en la jerarquía se reconoce y correlaciona regionalmente, tiene espesores de hasta decenas de metros y su duración está en el rango del millón de años. Estas unidades se identifican con el término “secuencia deposicional” en el sentido de Posamentier y Vail (1988) y se asimilan a ciclos transgresivo-regresivos de 3^{er} orden en el sentido de Vail et al. (1991). Finalmente, las unidades secuenciales de mayor rango consideradas en esta tesis tienen dimensiones usualmente decamétricas, se reconocen regionalmente, pueden comprender varias secuencias deposicionales, y tienen duraciones de varios millones de años (>3 m.a.). A estas unidades mayores se las ha denominado “megasecuencias”, un término que ha caído en cierto desuso en los últimos años, pero que frente a otras propuestas como la “secuencia deposicional de 2^o orden” (p.ej.: Catuneanu, 2006) presenta ventajas en nuestro estudio, ya que carece de una asociación genética explícita con los ciclos eustáticos de segundo orden.

Asimismo, los cortejos de sistemas sedimentarios o *systems tracts* se consideran en este trabajo como la unidad genética fundamental en el análisis estratigráfico secuencial (Martín-Chivelet, 2005). Para la definición de los cortejos se sigue la nomenclatura Plint y Nummedal (2000) (modificada de la original de Posamentier y Vail, 1988), por considerar que ésta se adecúa mejor al concepto de cortejo sedimentario como unidad genética generada bajo pautas relativamente homogéneas de la acomodación (Martín-Chivelet, 2005). Para

diferenciar los cortejos sedimentarios que componen las secuencias deposicionales de aquellos que, con un rango superior, conforman las megasecuencias, se les incorpora a estos últimos el prefijo “mega-” (p.ej.: megacortejo transgresivo).

En conjunto, el análisis de las unidades en facies del Muschelkalk y las facies que aparecen asociadas a ellas (facies Röt y Keuper) permite diferenciar tres megasecuencias deposicionales en el área de estudio (MSD-I, MSD-II y MSD-III). El análisis y la interpretación sedimentológica de las facies y de los sistemas que componen estas megasecuencias se ha incluido como parte de este capítulo, ya que la distribución espacio-temporal de estos sistemas constituye la base fundamental del análisis estratigráfico-secuencial.

El estudio de las facies se ha basado en el trabajo de campo, laboratorio y gabinete realizado durante la elaboración de la presente memoria, y en trabajos bibliográficos previos. Así pues, este análisis nos ha permitido identificar una serie de facies y asociaciones de facies en cada megasecuencia que definen varios sistemas deposicionales característicos de las rampas carbonáticas, desde la costa hasta la rampa externa, así como de áreas costeras de carácter mixto, carbonático–siliciclástico–evaporítico. Para la interpretación sedimentológica de las asociaciones de facies nos hemos apoyado en referencias clásicas de sedimentología y en volúmenes especiales de recopilación (Shinn, 1983; Enos, 1983; Wilson y Jordan, 1983; Tucker y Wright, 1990; Hips, 1998; Török, 1998; Kendall y Harwood, 1996; Wright y Burchette, 1996; Flügel, 2004; Nichols, 2009; Vilas et al., 2010; Mas et al., 2010; Strohmenger et al., 2011; Park, 2011).

La clasificación de los diferentes ambientes dentro de la rampa carbonática se ha realizado usando la propuesta hecha por Bruchette y Wright (1992). En ella se diferencian tres zonas: 1) la zona de rampa interna situada por encima del nivel de base de oleaje normal (NBO_n) que incluye la llanura de marea, la rampa interna protegida (*lagoon*) y los sistemas deposicionales no protegidos caracterizados por el desarrollo de barras o *shoals*; 2) la zona de rampa media, situada entre el nivel de base del oleaje normal y el nivel de base del oleaje de tormenta (NBO_t); y 3) la zona de rampa externa, situada por debajo del nivel de base de oleaje de tormenta.

A continuación, se hace una descripción detallada de las características principales de cada una de las megasecuencias diferenciadas y sus secuencias deposicionales, de acuerdo al siguiente esquema general:

1) *Rasgos generales*: descripción general de la unidad genética que forma cada megasecuencia (distribución, potencia, unidades que la forman....).

2) *Facies y sistemas deposicionales*: descripción de las diferentes facies y asociaciones de facies, y su interpretación en términos de sistemas deposicionales.

3) *Discontinuidades*: descripción e interpretación de las discontinuidades principales

identificadas en las sucesiones, así como su relación con eventos regionales o locales.

4) *Megacortejos sedimentarios*: definición y caracterización de cada uno de los megacortejos que forman las megasecuencias, con énfasis en el análisis de la distribución estratigráfica vertical y horizontal de las asociaciones de facies y de sus límites.

5) *Secuencias deposicionales*; por último se hace una descripción y un análisis de las secuencias deposicionales que se han identificado dentro de cada megasecuencia, así como de los cortejos que las conforman.

6.2. MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL-I (MSD-I)

Esta megasecuencia ha sido bien definida en la zona central y septentrional de Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana (dominio Mediterráneo), donde está representada por la facies Röt y por parte de la facies Muschelkalk (unidad carbonática inferior y parte de la unidad detrítica intermedia). Sin embargo, en el dominio Levantino-Balear de la Cordillera Ibérica y en la isla de Menorca este ciclo se caracteriza por no estar representado por unidades carbonáticas en facies Muschelkalk, posiblemente por constituir estas áreas un paleo-alto topográfico. Existen por tanto dos posibilidades: 1. Que el dominio Levantino-Balear fuera un alto topográfico sin sedimentación y que entonces este primer ciclo no estuviera representado. En este caso la facies Röt estaría ligada a la segunda transgresión, equivaldría en tiempo a la parte superior de la Fm. Mas o del *Muschelkalk medio* e implicaría la existencia de un hiato importante entre la Fm. Eslida y la Fm. Marines; 2. Que este primer ciclo T-R pueda estar representado al menos en parte dentro de la Fm. Marines, por lo que equivaldría en tiempo a la facies Röt, a la primera unidad carbonática en facies Muschelkalk, y a parte de la unidad detrítica intermedia en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero Catalana (Fig. 3.2). Independientemente de cuál sea la hipótesis cierta, los datos obtenidos durante este trabajo indican que esta zona era un alto relativo durante la deposición de la Megasecuencia-I, un aspecto que no se había considerado hasta este momento y que va a tener implicaciones muy relevantes en las reconstrucciones paleogeográficas.

En la Cordillera Ibérica la Megasecuencia-I (MSD-I) está formada por la facies Röt, la Fm. Landete y la parte inferior de la Fm. Mas en la zona septentrional, y por la Fm. Landete y la parte inferior de la Fm. Mas en la zona central. Presenta un espesor medio de entre 30 a 40 m, que aumenta ligeramente hacia el este de la zona central y hacia la zona septentrional (columna de Río Martín) de la Cordillera Ibérica, donde la facies Röt es más potente y la megasecuencia alcanza su mayor espesor (≥ 60 m). Hacia el oeste de la Rama Castellana, cerca de la localidad de Valdemoro de la Sierra (Cuenca), la megasecuencia se acuña hasta desaparecer por completo (López-Gómez et al., 1993).

En la Cordillera Costero Catalana, la Megasecuencia-I tiene características algo diferentes, presentando espesores que superan los 130 m, es decir, más altos que en la

Cordillera Ibérica, y que en la zona meridional de la Cordillera Costero Catalana o Catalánides meridionales. Está representada por el *complejo lutítico, carbonatado y evaporítico, CLCE* (facies Röt), por el *Muschelkalk inferior* (MI) y por la parte inferior del *Muschelkalk medio* (MM) (unidades informales utilizadas por Calvet et al., 1990).

En cuanto a su posición cronoestratigráfica, los datos recopilados en esta tesis (ver capítulo 4) basados en asociaciones de pólenes y esporas, foraminíferos, ammonites y braquiópodos, confirman una edad Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense inferior), abarcando aproximadamente de 1,5 a 2 m.a. en su conjunto. La distribución y las relaciones entre las unidades litoestratigráficas que conforman esta megasecuencia en cada zona se resumen en la figura 3.2.

6.2.1. Sistemas deposicionales y facies

El análisis de las facies realizado en la Megasecuencia-I ha permitido reconocer un total de dieciocho facies que se agrupan formando cuatro sistemas deposicionales, que de más somero a más profundo son: **sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkhas**, **sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas**, **sistema deposicional de de rampa carbonática interna (de baja y alta energía)** y **sistema deposicional de rampa carbonática media proximal**.

• Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkhas

Se trata de un sistema deposicional de naturaleza mixta lutítico-carbonática, pero que también presenta proporciones muy variables de evaporitas interestratificadas, y ocasionalmente, pequeños niveles lenticulares de areniscas. Las principales facies que representan este sistema deposicional están recogidas en la tabla 6.1 e ilustradas en la figura 6.1, y son:









Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkha					
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Ambientes	Abundancia
1	 Bancos cm de arena de grano medio-fino.	Estratificación cruzada, laminación paralela, ripples de corriente y oscilación, huellas de raíces y tepees.		Pequeños canales fluviales efímeros	X Solo en la base de la facies Röt.
2	 Lutitas rojas homogéneas.	Presentan huellas de raíces, bioturbación, huellas de retracción y ocasionalmente laminación flasher.		Llanura fangosa	X X X en la facies Röt, Fm. Mas y MM.
3	 Margas versicolores.	Huellas de retracción, bioturbación y ocasionales brechas de cantos blandos. Ocasiones intercalaciones de niveles de dolomías.		Llanura fangosa con mayor dominio de carbonatos	X X X parte superior de la facies Röt.
4	 Bancos mm-cm de dolomías amarillas masivas.	Huellas de retracción, pseudomorfo de evaporitas, tepees y bioturbación vertical.		Charcas carbonático-evaporíticas (sabkha)	X X X parte superior facies Röt.
5	 Dolomías amarillas que presentan laminación microbiana.	Huellas de retracción, pseudomorfo de evaporitas, tepees.			X X X techo facies Röt
6	 Brechas masivas intraformacionales (brechas de colapso)	Brechas intraformacionales heterométricas causadas por la disolución de evaporitas.		Sabkha	X X techo facies Röt

Tabla 6.1. Descripción de las principales facies del sistema deposicional de llanuras costeras y sabkha, su distribución y abundancia en la MSD-I.

1) Bancos centimétricos de arena de grano fino-medio con morfología lenticular, tendencia granodecreciente, estratificación cruzada, ripples de corriente y ocasionalmente de oscilación, laminación paralela, huellas de raíces, bioturbación y restos de plantas; 2) Lutitas rojas bastante homogéneas que presentan huellas de raíces, bioturbación, huellas de retracción y ocasionales niveles con laminación *flaser*; 3) Margas versicolores que presentan huellas de retracción, ocasionales señales de bioturbación y brechas de cantos planos; 4) Dolomías masivas amarillas que ocasionalmente pueden mostrar señales de bioturbación vertical, huellas de retracción, *tepees* y pseudomorfos de evaporitas; 5) Dolomicritas amarillas con laminación subhorizontal microbiana, huellas de retracción, pseudomorfos de evaporitas y estructuras tipo *tepee*; y 6) Niveles de brechas dolomíticas masivas intraformacionales, posiblemente originadas por la disolución de sales y el colapso de niveles carbonáticos parcial o totalmente litificados.

Los depósitos dominantes son las lutitas rojas (facies 2) (Fig. 6.1B), que presentan proporciones variables de carbonato, hasta conformar margas, normalmente de color verde y amarillo (facies 3) (Fig. 6.1D). La escasa presencia de carbonatos en este sistema se interpreta como una consecuencia de dos factores: la importante presencia de material arcilloso, y la lejanía de las zonas submareales con producción de carbonato. Ocasionalmente en los niveles de carbonatos se han descrito restos de bivalvos y ostrácodos muy mal conservados (López-Gómez y Arche, 1992b).

En general las facies aparecen bien estratificadas en bancos de potencia centimétrica a decimétrica, en los que ocasionalmente se reconocen secuencias elementales somerizantes definidas por el ordenamiento de las facies (Fig. 6.1B, E). En base a las facies dominantes y a las secuencias elementales que forman se puede dividir este ambiente sedimentario en dos partes bien diferenciadas, de acuerdo a su posición proximal – distal dentro de la franja litoral, separadas por una tercera parte que refleja la transición entre las dos anteriores:

En la parte proximal dominan las lutitas rojas (facies 2) y los niveles de arenas finas (facies 1), donde ocasionalmente aparecen delgados niveles de margas verdes (facies 3) (Fig. 6.1A). Los colores rojos se deben a procesos de oxidación debidos seguramente, a la frecuente exposición subaérea que sufren estas facies. Las secuencias elementales están formadas de base a techo por: niveles de arenas finas, lutitas rojas y finos niveles de margas (Fig. 6.1A, B). Las lutitas caracterizan un ambiente supramareal dentro de una llanura costera fangosa. Por su parte los niveles de areniscas se interpretan como entradas puntuales de material arenoso desde la zona continental a través de canales efímeros (Fig. 6.1A).

En la parte distal dominan las margas versicolores (gris, verde y amarillas) (facies 3), las dolomías amarillas masivas (facies 4) y las dolomías con laminación microbiana (facies 5) (Fig. 6.1D). En los niveles más altos de esta parte del sistema se formarían brechas dolomíticas de colapso por disolución de evaporitas (facies 6) (Fig. 6.1F). Los colores de las margas son típicos de ambientes reductores que seguramente estaban cubiertos por una pequeña lámina de agua. Esto y el predominio de la sedimentación carbonática indicarían una mayor

influencia del agua marina y una mayor cercanía a la fábrica de carbonatos. Cuando aparecen secuencias elementales bien configuradas (0,3-1 metro de potencia) están formadas de base a techo por: margas versicolores, dolomías amarillas con laminación estromatolítica y brechas de colapso (Fig. 6.1E). Los bancos de dolomías representan pequeñas charcas hipersalinas en un ambiente tipo sabkha, las margas corresponden con la zona de una llanura costera donde domina la decantación de limos.

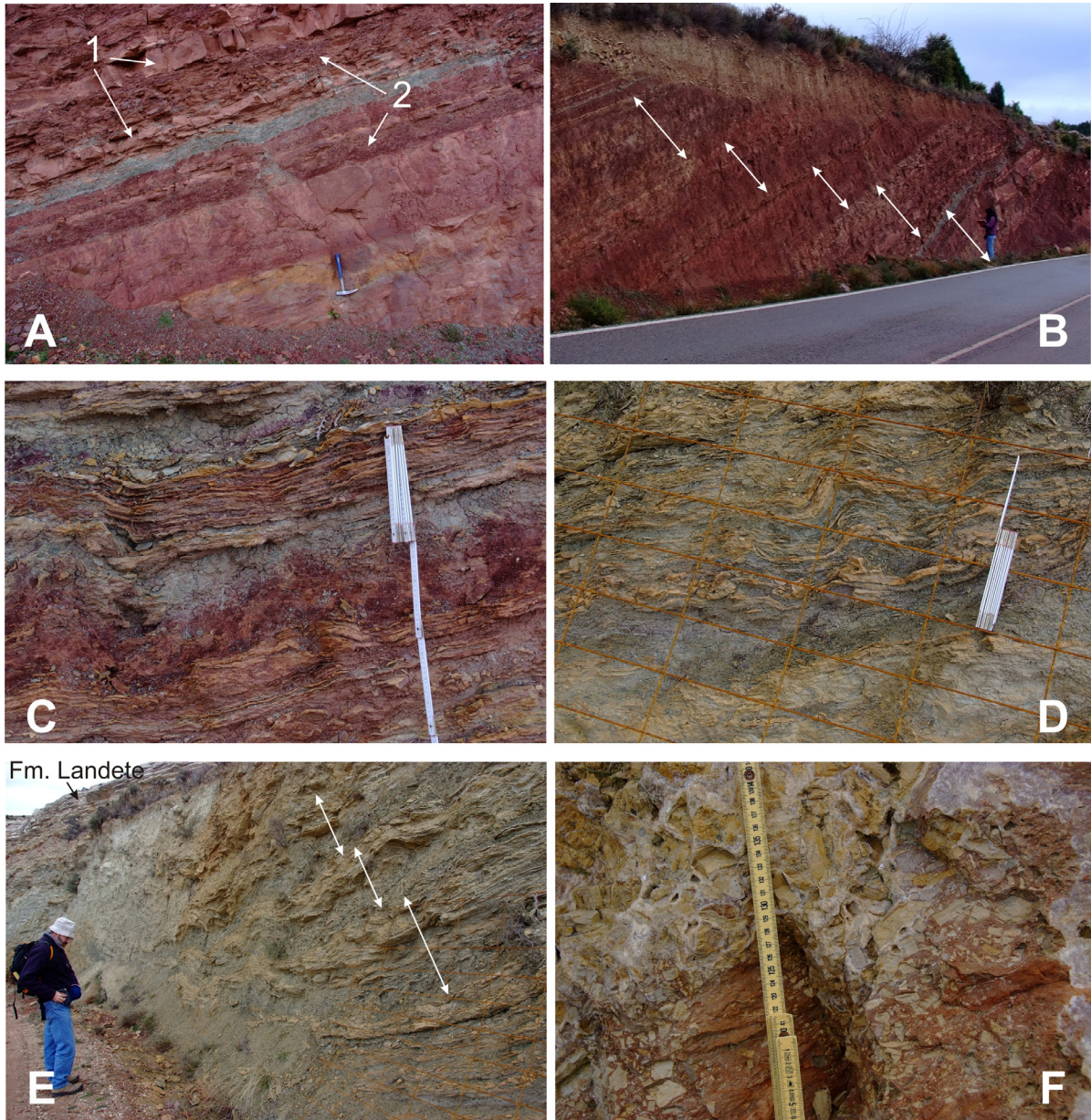


Figura 6.1. Principales facies de los sistemas deposicionales de llanuras costeras y sabkha. A-F (facies Röt). A) Niveles de arena fina (facies 1) intercalados entre las lutitas rojas (facies 2) en la base de la Megasecuencia-I. B) Lutitas rojas que dominan en la base de la formación (facies 2). C) Aspecto característico de la parte media las facies Röt con alternancia de lutitas rojas (facies 2), margas versicolores (facies 3) y pequeños bancos de dolomías amarillas (facies 4). D) Alternancia entre margas versicolores (facies 3) y dolomías amarillas de la parte alta de la formación (facies 5). E) Secuencias elementales de la parte superior de la formación, formadas por margas versicolores (facies 3), dolomías amarillas masivas (facies 4) y dolomías laminadas (facies 5). F) Brechas de colapso por disolución de evaporitas (facies 6) presentes a techo de la facies Röt.

Estas dos partes están separadas por una zona intermedia, que representa una zona de transición entre ambas y que se caracteriza por una disminución progresiva de la lutitas a favor de las margas y las dolomías. En esta zona las secuencias elementales (0,2-0,4 m) estarían formadas de base a techo por: lutitas rojas (facies 2), margas versicolores (facies 3) y dolomías amarillas (facies 4) (Fig. 6.1C).

En conjunto las facies caracterizan medios de transición continental a marino a través de sistemas costeros en los que el balance hídrico es negativo, como indica la presencia de evaporitas generadas bajo condiciones de sabkha. Las facies de las tres zonas descritas presentan una distribución estratigráfica vertical que refleja una evolución temporal con un progresivo incremento de la influencia marina, de tal manera que las facies de las zonas más proximales conformarían la parte inferior de las sucesiones estratigráficas, mientras que hacia techo las facies dominantes serían las más distales. Se desarrollarían, por tanto, extensas llanuras fangosas (*mud flats*) de carácter predominantemente lutítico y con neto dominio de las condiciones supramareales, donde inicialmente domina la decantación de lutitas rojas con la presencia ocasional de pequeños niveles de arenas procedentes del continente. Estas facies representarían la zona más proximal de la franja litoral. Hacia techo la influencia marina es cada vez más importante, siendo progresivamente más importantes los aportes de carbonatos (margas y dolomías) y la formación de pequeñas charchas con sedimentación carbonático-evaporítica, representando la zona más distal de la franja litoral. Estos sistemas son parecidos a los descritos en la Formación Röt (Triásico Inferior) de la cuenca Alemana (Exner, 1999; Szurliés, 2001) o en el Triásico Medio (Fm. Patacs) de Hungría (Csirik et al., 1998).

Este sistema deposicional se encuentra bien representado en la facies Röt y en la Fm. Mas de la Cordillera Ibérica, y en el *complejo lutítico, carbonatado, evaporítico superior* (facies Röt) y en el *Muschelkalk Medio* de la Cordillera Costero Catalana (Fig. 6.2).

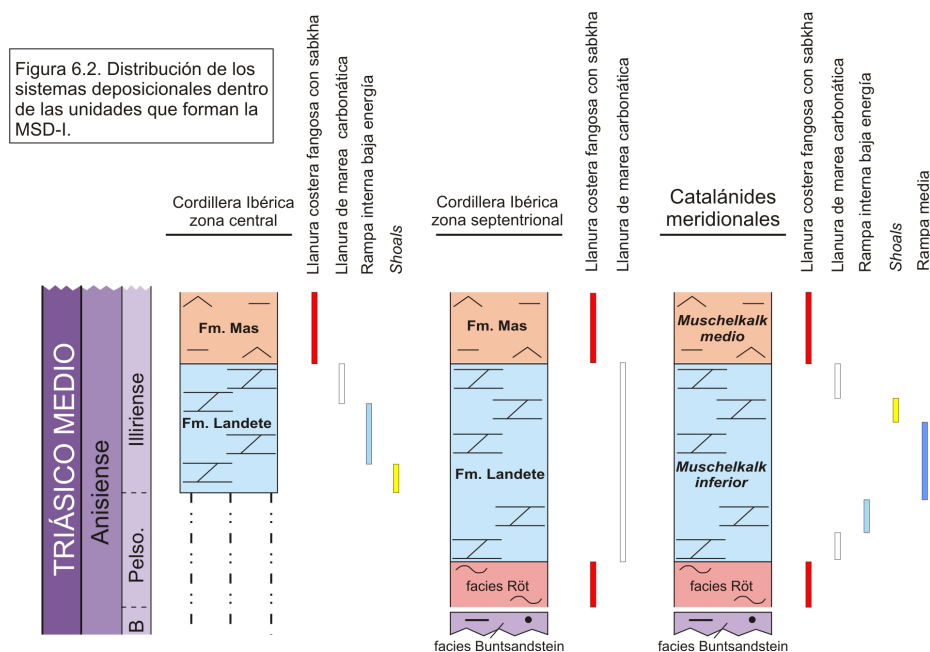


Figura 6.2. Distribución de los diferentes sistemas deposicionales a lo largo de las unidades que forman la Megasecuencia-I.

- **Sistema deposicional de llanura de marea carbonática**

Se trata de un sistema deposicional carbonático costero bien desarrollado, con cantidades variables de evaporitas y ocasionales niveles de margas. Las principales facies que representan esta asociación de facies, recogidas en la tabla 6.2 e ilustradas en la figura 6.3, son:

Sistema deposicional de facies de llanura de marea carbonática						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	Dolomicritas peloidales a bioclásticas finamente laminadas.	Abundantes intercalaciones de niveles con laminaciones estromatolíticas planares, ripples, y/o niveles de calcarenitas de grano fino. Bioturbación moderada.		Wackestone-mudstone, generalmente dolomitizados, con fantasmas de bioclastos recristalizados.	Submareal somero de baja energía.	× × × base Fm. Landete y MI.
2	Capas cm de calcarenitas dolomíticas con estratificación cruzada de pequeña escala.	Estratificación cruzada y planar, laminación horizontal, ripples. Ocasional lag de cantos blandos.		Dolograinstones bioclásticos/oolíticos y dolowackestone con la presencia ocasional de granos de cuarzo.	Canales o barras submareales.	× base de la Fm. Landete y MI.
3	Dolomías con laminación microbiana planar a ligeramente dómica.	Bancos cm. Huellas de retracción, porosidad móldica de evaporitas, tepees y bioturbación vertical.		Dolomicritas laminadas con pseudomorfos de evaporitas.	Intermareal medio-alto.	× × × base y techo Fm. Landete y MI.
4	Dolomicritas finamente laminadas que presentan laminación microbiana planar e irregular con abundantes evaporitas.	Porosidad móldica de evaporitas. Porosidad fenestral. Algunas huellas de retracción. Brechas de cantos planos cm.		Dolomicritas laminadas, con abundante porosidad secundaria de evaporitas y fractura, y porosidad móldica de sales.	Intermareal alto.	× × × base y techo de la Fm. Landete y MI.
5	Dolomicritas irregulares, laminadas y parcialmente brechificadas.	Abundantes moldes de evaporitas, tepees, brechas de colapso incipientes, huellas de retracción.		Dolomicritas brechificadas, ocasionalmente laminadas, presentan abundante porosidad móldica de evaporitas, secundaria agrandada y de fractura.	Supramareal (sabkha).	× × × techo de la Fm. Landete y MI.
6	Brechas masivas intraformacionales (brechas de colapso)	Brechas intraformacionales heterométricas causadas por la disolución de evaporitas.		Dolomicritas brechificadas.	Supramareal (sabkha).	× × techo y base Fm. Landete y MI.
7	Margas dolomíticas y dolomicritas margosas, con nodulos de evaporitas y pseudomorfos.	Tepees, huellas de retracción, algunas laminaciones estromatolíticas.		Dolomicritas brechificadas, con abundante porosidad móldica de evaporitas y secundaria agrandada.	Supramareal con influencia continental.	× × Transito entre Fm. Landete-Fm. Mas y MI-MM.
8	Capas bioclásticas cm, de base irregular. Normalmente masivas.	Base plana o ligeramente erosiva con fragmentos de bioclastos cm. Ocasional gradación positiva y presencia de brechas de cantos planos.		Dolopackstone-dolograinstone, con abundantes restos bioclasticos generalmente recristalizados.	Niveles de tormenta.	× ×

Tabla 6.2. Descripción de las facies características del sistema deposicional de llanura de marea carbonática, su distribución y abundancia en la MSDI.

1) Micritas peloidales/bioclásticas grises finamente laminadas, que presentan bioturbación moderada (Fig. 6.3A, B, C) y algunos niveles intercalados con laminación microbiana. La fauna de estas facies es bastante escasa, y presenta poca diversidad específica encontrándose principalmente bivalvos, ostrácodos, y algunos fragmentos transportados de equinodermos; 2) Calcarenitas dolomíticas oolíticas/bioclásticas que forman pequeños bancos de tamaño centimétrico a decimétrico que presentan estratificación cruzada, laminación paralela y ripples (Fig. 6.3D, E). En algunos casos estas facies aparecen silicificadas; 3) Bancos centimétricos de dolomías grises que presentan laminación microbiana, con morfologías planares (Fig. 6.3 G, H) e irregulares. Las estructuras de tipo *tepee* y los pseudomorfos de sales son frecuentes, debido a la presencia de evaporitas (Fig. 6.3F). Ocasionalmente estos tapices alcanzarían mayor desarrollo y formarían pequeñas estructuras dómicas de tamaño centimétrico (Fig. 6.3I y Fig. 6.4). Estas facies presentan poca bioturbación y poca fauna, encontrándose escasos ejemplares de bivalvos y ostrácodos de pequeño tamaño; 4) Dolomicritas finamente laminadas que presentan laminación microbiana planar e irregular, abundante porosidad móldica de evaporitas, porosidad fenestral, algunas huellas de retracción y ocasionales brechas de cantos planos; 5) Dolomicritas irregulares de color gris-ocre, que forman bancos de espesor centimétrico y que presentan abundante porosidad móldica de evaporitas, niveles milimétricos-centimétricos de brechas de colapso producidas

por la disolución de evaporitas (Fig. 6.3K) y huellas de retracción; 6) Bancos centimétricos-decimétricos de brechas (Fig. 6.3J); 7) Margas dolomíticas y dolomías margosas con nódulos y pseudomorfos de evaporitas. Los niveles de dolomías presentan huellas de retracción y ocasionales laminaciones microbianas. En estas facies se han descrito algunas huellas de vertebrados continentales; y 8) Niveles centimétricos de acumulación de bioclastos.

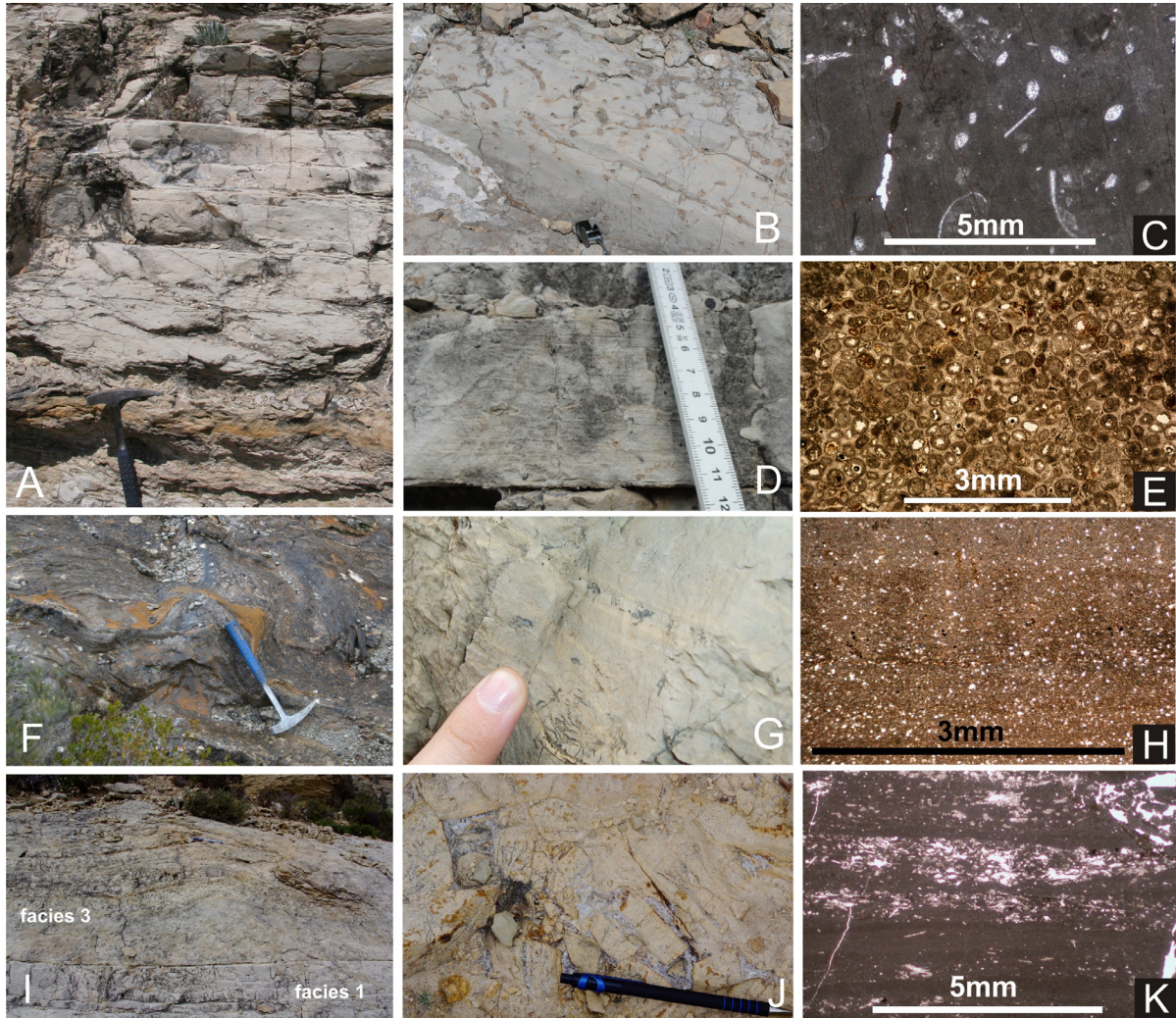


Figura 6.3. Principales facies de los sistemas deposicionales de llanuras de marea. A, B) Bancos centimétricos de dolomicritas con bioturbación moderada (facies 1) (Fm. Landete, columna de Río Martín, CI). C) Mudstone de bivalvos y ostrácodos (facies 3). D) Niveles de calcarenitas finas con laminación tractiva (facies 2) (Muschelkalk inferior, columna de Colldejou, CCC). E) Grainstone oolítico. F) Estructuras tipo tepee (Fm. Landete, columna de Mal Paso, CI). G) Dolomías que presentan laminación microbiana y porosidad móldica de evaporitas (facies 4). H) Dolomícrita laminada con porosidad de evaporitas (facies 5). I) Dolomicritas submareales (facies 1) y dolomías con laminación estromatolítica con morfología dómica (facies 3) (Fm. Landete, columna de Río Martín, CI). J) Brecha de colapso por disolución de evaporitas (facies 6) (Fm. Landete, columna de Río Martín, CI). K) Micrita laminada que presenta abundante porosidad de evaporitas y brechificación (facies 5).

Estas facies conforman un sistema de llanura de marea carbonática, y caracterizan los tres subambientes típicos del mismo: zona submareal, zona intermareal y zona supramareal (p.ej.: Ren, 1986).

Las dolomicritas peloidales/bioclásticas (facies1) y las calcarenitas doloespáriticas (facies 2) caracterizan las zonas submareales, siendo las dolomicritas las facies dominantes.

Éstas caracterizan medios submareales someros de baja energía donde se produce la acumulación de fangos calcáreos. Ocasionalmente o localmente estas zonas submareales presentan un régimen más energético, y se forman pequeñas barras calcareníticas (facies 2). La escasez y poca diversidad de la fauna presente en estas facies indican ambientes marinos someros y/o restringidos.

Las dolomías con laminaciones estromatolíticas (facies 3) y las dolomicritas finamente laminadas con abundantes moldes de evaporitas (facies 4) caracterizan principalmente las zonas intermareales (aunque también las submareales restringidas), donde se desarrollarían tapices microbianos capaces de fijar carbonato. La mayor presencia de evaporitas y estructuras de exposición subaérea que presenta la facies 4, indican que esta facies representa la zona más alta dentro de la llanura intermareal. Todas las facies intermareales presentan cantidades variables de evaporitas interestratificadas. Ocasionalmente aparecen niveles de brechas de cantos planos; estas brechas se forman cuando tras un periodo de

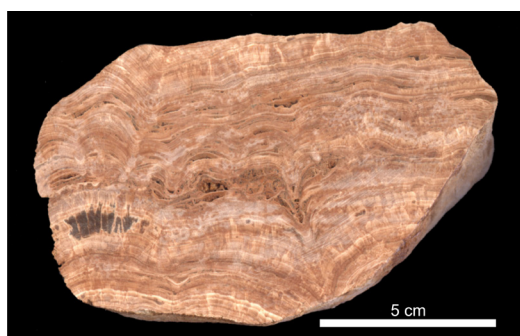


Figura 6.4. Detalle de un crecimiento estromatolítico con morfología dómica (facies 3) en la zona intermareal, del techo del *Muschelkalk* inferior. Columna de L'Albiol, Cordillera Costero Catalana.

exposición subaérea, durante el cual el sedimento depositado en la zona intermareal litifica y se fragmenta por desecación (formando cantos planos), se produce una inundación rápida (por ejemplo, asociada a una tormenta) que provoca la removilización y acumulación de los mismos. Estos ambientes presentan poca bioturbación y poca fauna, encontrándose escasos ejemplares de bivalvos de pequeño tamaño y ostrácodos. Estas características indican condiciones típicas de las llanuras de marea generadas en clima árido (James, 1984).

Las dolomicritas con laminaciones irregulares (facies 5), las brechas intraformacionales (facies 6) y las margas dolomíticas y las dolomicritas margosas (facies 7) caracterizan la zona supramareal de la llanura de marea. Los niveles de brechas se interpretan como brechas de colapso debido a la disolución de evaporitas por aguas meteóricas. La gran cantidad de porosidad móldica y pseudormorfos de evaporitas, junto con la ausencia de marcas de vegetación y de restos fósiles, caracterizan un ambiente supramareal típico de un ambiente árido, que presenta un balance hídrico negativo, donde se forman pequeñas charcas carbonáticas-evaporíticas (sabkha). Ocasionalmente, en los niveles de dolomías se han descrito huellas de vertebrados (López-Gómez, 1985; Gand et al., 2010). Las facies 5 y 6 son las más abundantes en esta asociación de la zona supramareal, mientras que las margas solo aparecen ocasionalmente, llegando a ser abundantes hacia el techo de la megasecuencia, donde estas facies presentan un tránsito gradual con los sistemas deposicionales de llanuras costeras fangosas con sabkha de la Fm. Mas y del *Muschelkalk medio*.

Los niveles de acumulación de bioclastos (facies 8) se interpretan como depósitos de tormenta. Son muy escasos y suelen aparecer intercalados entre las facies de la zona submareal, aunque pueden aparecer en cualquiera de los tres subambientes.

En general las facies y las asociaciones de facies que caracterizan cada zona de la llanura de marea aparecen bien conservadas individualmente, y con frecuencia se disponen formando secuencias somerizantes de potencia decimétrica-métrica en las que se reconocen secuencias perimareales (Fig. 6.5A), o secuencias de tamaño decimétrico de tipo muddy o grainy similares a las descritas por James (1984) (Fig. 6.5B (a, b, c)).

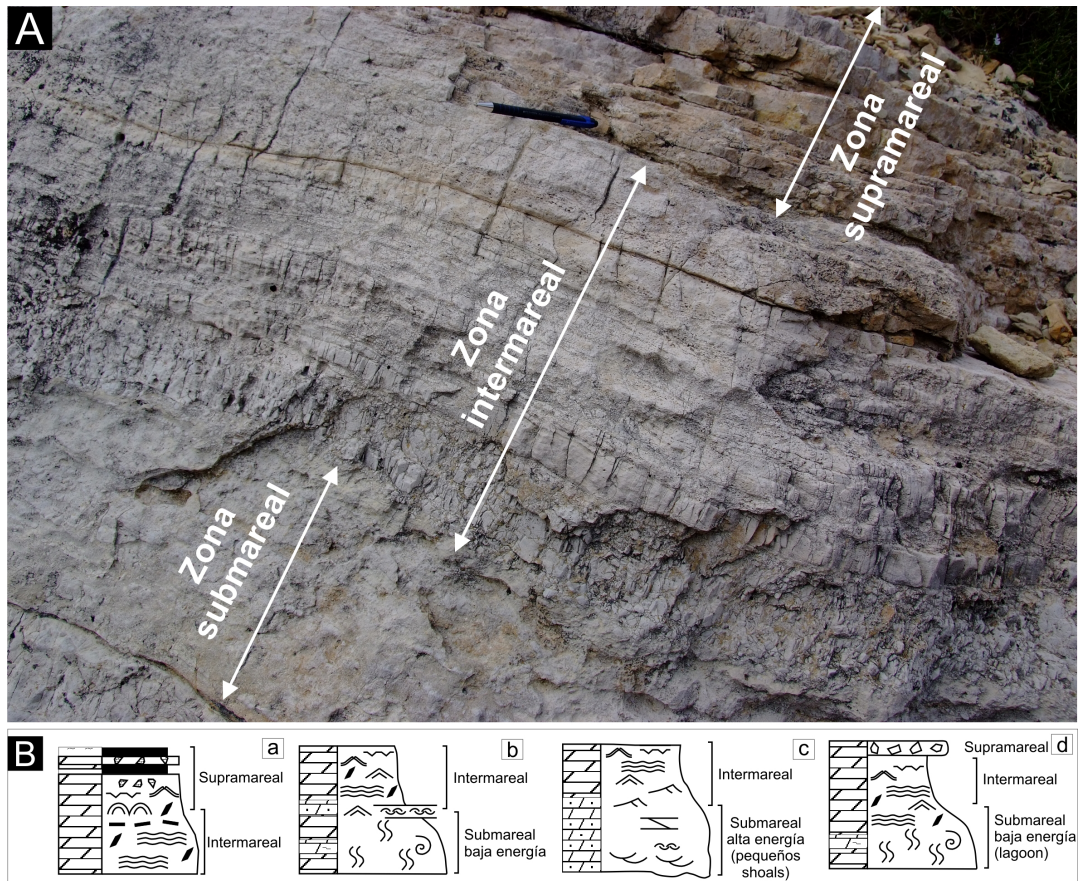


Figura 6.5. A) Foto de campo de una secuencia somerizante perimareal con las tres zonas representadas. Base de la Fm. Landete, columna Río Martín, Cordillera Ibérica. B) Secuencias elementales presentes en la llanura de marea: secuencia ideal de llanura de marea (a); secuencia tipo muddy (b); secuencia tipo grainy (c).

Estas facies caracterizan la instalación de un extenso sistema de llanuras de marea carbonáticas en clima árido, de más de 300 km de longitud, abarcando una larga franja de la zona este de la Península, que iría aproximadamente desde la zona de Cañete en la Provincia de Cuenca hasta Barcelona (Fig. 3.1). La gran extensión de estas llanuras de marea y la escasez de niveles de tormenta indican que son medios poco energéticos dominados por las mareas (Hayes y Kane, 1976), lo que podría influir también en la buena preservación de las secuencias elementales en algunas zonas. Estos sistemas son similares a los descritos en el Cretácico de las Cordilleras Béticas (Fm. Villa de Ves) por Martín-Chivelet (1992) o en las Calizas Dachstein del Triásico Superior en Hungría (Haas, 2004). Actualmente no se conocen sistemas de llanuras de marea carbonáticas de dimensiones similares a las descritas en el Triásico, pero se pueden considerar similares a las descritas para el Golfo Pérsico (Evans, 1995; Evans y Kirkhan, 2002, 2005).

Este sistema deposicional aparece bien representado a base y techo del *Muschelkalk inferior* de las Catalánides meridionales, en el techo de la Fm. Landete en toda la Cordillera Ibérica, y representan la totalidad de la Fm. Landete en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.2).

- **Sistema deposicional de rampa interna**

Asociación de facies de baja energía

Se trata de un ambiente sedimentario carbonático submareal de baja energía. Los depósitos de estos ambientes se agrupan en dos facies recogidas en la tabla 6.3 e ilustradas en la figura 6.6, y que son:







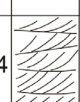

Sistema deposicional de rampa interna						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	 Dolomías grises y dolomías margosas muy bioturbadas.	Capas nodulares o tableadas, con intercalaciones cm de niveles margosos.		Dolomicritas peloidales y <i>dolopackstone-dolowackestone</i> , con bioturbación y restos bioclásticos ocasionalmente bien conservados.	Subamreal de baja energía, o submareal protegido (<i>lagoon</i>)	× × × Fm. Landete y MI
2	 Dolomías grises tableadas algo margosas.	Intercaladas con las capas bioturbadas o con niveles cm más margosos.		Dolomicritas y <i>dolomudstone</i> con algunos restos de bioclastos.		× × × Fm. Landete y MI
3	 Capas mm-cm de calcarenitas, normalmente de aspecto masivo.	Base plana o ligeramente erosiva con fragmentos de bioclastos mm. A veces se puede reconocer la gradación positiva.		<i>Dolopackstone-dolograinstone</i> , con abundantes restos bioclásticos generalmente recristalizados.	Niveles de tormenta.	× × Fm. Landete y MI
4	 Capas dm-m de calcarenitas dolomíticas, con estratificación cruzada de pequeña escala.	Estratificación cruzada y planar, laminación paralela y ripples.		<i>Dolograinstone oolíticos/bioclásticos-dolopackstone</i> con pasadas de granos de cuarzo ocasionales.	Submareal de alta energía (<i>shoals</i>).	× × × Fm. Landete y MI

Tabla 6.3. Descripción de las facies características del sistema deposicional de rampa interna de baja energía y de shoals su distribución y abundancia en la MSDI.

1) Bancos de espesor centimétrico de dolomicritas y dolomías tableadas gris-ocre (en origen *mudstone*) (Fig. 6.6A-C); y 2) dolomías peloidales/bioclásticas (en origen *wackestone-packstone*) de color gris generalmente muy bioturbadas y de aspecto nodular (Fig. 6.6D-G). Ocasionalmente aparecen niveles de carácter más margoso y también se encuentran intercalaciones de capas de calcarenitas bioclásticas de grano fino (*packstones*) de espesor milimétrico-centimétrico (facies 3) (Fig. 6.6H). En general estas facies están muy dolomitizadas y muchas veces la textura original no se conserva.

La facies 1 y 2 presentan abundante bioturbación lo que sugiere medios bien oxigenados (MacEachern et al., 2010). Por su parte la fauna presente en estas facies se caracteriza por estar mal preservada y ser de difícil identificación. Los fósiles más abundantes son los bivalvos, encontrándose en menor cantidad foraminíferos, gasterópodos y fragmentos de equinodermos. Las asociaciones de bivalvos que han sido caracterizadas (ver las asociaciones de edad Anisiense en el capítulo de Contenido Paleontológico,,) indican ambientes restringidos que posiblemente presentaban una salinidad ligeramente anormal.

Por su parte, la escasez de la facies 3, que se interpreta como depositada durante episodios de tormenta indicaría que estas facies se depositaron dentro de un sistema deposicional donde los episodios de tormentas eran escasos, y/o a la presencia de una barrera que protegía estos ambientes de los momentos de mayor energía.

Estas facies que caracterizan ambientes submareales someros de baja energía relativamente restringidos (*lagoon*) y que podían estar protegidos, suelen formar intervalos estratigráficos bastante homogéneos que pueden alcanzar decenas de metros de espesor, sin que haya una organización secuencial clara de las facies. Ocasionalmente, a techo de estos tramos, estas facies aparecen asociadas con facies intermareales formando pequeñas secuencias somerizantes de potencia centimétrica.

Estas facies son similares a las descritas en el Triásico de otras zonas de Iberia y Europa, como en la Fm. Cehegín y la Fm. Silex en la Cordillera Bética (Pérez-Valera y Pérez-López, 2008) o en la Fm. Aszófő en Hungría (Haas y Budai, 1995).

Se encuentran bien representados en la parte media de la Fm. Landete (Cordillera Ibérica) y del *Muschelkalk inferior* (Cordillera Costero Catalana) (Fig. 6.2).

Asociación de facies de alta energía (*shoals*)

Se trata de un ambiente sedimentario carbonático submareal somero de alta energía, caracterizado por el desarrollo de bajíos o *shoals*. Las facies que representan esta asociación de facies están recogidas en la tabla 3 e ilustradas en la figura 6.6.

Los *shoals* están formados por la acumulación de cuerpos calcareníticos de escala decimétrica-métrica generalmente de color gris (ocasionalmente presentan tonos rojizos debido al alto contenido en hierro) y que aparecen fuertemente dolomitizados. A pesar de la dolomitización, en algunas zonas se reconocen los componentes originales, dominando los *grainstone* bioclásticos y/u oolíticos) (Fig. 6.6I). Estos cuerpos pueden presentar estratificación cruzada de surco o planar a diferentes escalas, laminación horizontal, y ripples de oscilación; y suelen tener una tendencia grano- y estratodecreciente (facies 4 de la tabla 3). Las cicatrices erosivas son frecuentes (Fig. 6.6J, K). En las áreas donde estas facies se apoyan directamente sobre las areniscas de la *facies Buntsandstein* (Fm. Cañizar), los bancos calcareníticos presentan abundantes granos de cuarzo que provienen de la erosión y removilización de las arenas infrayacentes (Fig. 6.6J), e incluso en algunas zonas los primeros niveles están formados por cuarzoarenitas con cemento carbonático (Fig. 6.6L). Este contenido en cuarzo disminuye hacia techo hasta desaparecer totalmente.

Estas facies representan pequeñas barras calcareníticas (*shoals*) depositadas en ambientes submareales de alta energía. Ocasionalmente, a techo de estos cuerpos, aparecen facies finamente laminadas de origen estromatolítico, que indican condiciones intermareales, que representan el final de la evolución de la barra o momentos en los que la barra queda

emergida y se instalan condiciones intermareales. En el conjunto de la megasecuencia, estos complejos de barras calcareníticas aparecen de dos formas: 1. Representando un extenso sistema de barras calcareníticas que se instala a lo largo de la rampa interna durante el episodio transgresivo inicial de la megasecuencia (parte inferior de la Fm. Landete en la Cordillera Ibérica), indicando posiblemente una ausencia de estructuración de los cinturones de facies en la rampa durante ese periodo inicial. En este caso, en toda la zona de estudio, sobre las barras calcareníticas siempre aparecen depositadas las facies de rampa interna de baja energía. Esta sucesión se puede deber tanto a una progradación del sistema como a un cambio de facies debido a una mejor estructuración de los cinturones de facies de la rampa carbonática; 2. Como cinturones de shoals dentro de una rampa más estructurada (parte superior del *Muschelkalk inferior*, en la Cordillera Costero Catalana).



Figura 6.6. Principales facies de los sistemas deposicionales de plataforma interna. A-B) Dolomías gris-ocre tabeadas (facies 2) (Fm. Landete, columna de la Ermita, CI). C) Mudstone-wackestone de bivalvos y ostrácodos. D) Dolomías y dolomías margosas nodulares intensamente bioturbadas (facies 1) (Fm. Landete, columna de Corbalán, CI). E) Dolomía margosa ocre intensamente bioturbada (facies 1) (Fm. Landete, columna Río Martín, CI). F) Mudstone-wackestone con bivalvos y equinodermos (facies 1). G) Niveles de acumulación de bioclásticos intercalados con dolomicritas (facies 3) (Fm. Landete, CI). H) Detalle de un banco de dolomía bioclástica gris (wackestone-mudstone) (Fm. Landete, CI). I) Grainstone oolítico dolomitizado con alto contenido en hierro (facies 4). J) Facies calcareníticas de shoals sobre las arenas del Buntsandstein (facies 4) (base Fm. Landete, columna de Boniches, CI). K) Detalle de estratificación cruzada de unos bancos bioclásticos (facies 4) (*Muschelkalk inferior*, columna de L'Albiol, CCC). L) Arenisca mayoritariamente formada por cuarzos con matriz de carbonática (facies 4).

- **Sistema deposicional de rampa carbonática media proximal**

Se trata de un sistema deposicional carbonático submareal caracterizado por el dominio de las condiciones de baja energía. Las principales facies que representan esta asociación de facies, recogidas en la tabla 6.4 e ilustradas en la figura 6.7, son:

1) Dolomías de grano fino y color claro, finamente estratificadas (tableadas) en niveles de espesor centimétrico que presentan contactos ondulados (seminodular). Presentan bioturbación moderada; 2) Dolomías de grano fino y dolo/micritas (en origen mudstone-wackestone), muy bioturbadas de aspecto nodular-seminodular, que frecuentemente contienen braquiópodos; y 3) Dolomías bioclásticas (en origen wackestone-packstone) grises. Las dolomías tableadas y nodulares (facies 1 y 2) son las facies dominantes, y ocasionalmente presentan ammonites y foraminíferos.




Sistema deposicional de rampa media						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	Dolomías tableadas de color claro.	Bancos cm.		<i>Dolomudstone-dolowackestone</i> con bioturbación escasa.	Rampa media moderadamente oxigenada	× ×
2	Dolo/micritas gris-ocre intensamente bioturbadas.	Capas nodulares.		<i>Mudstone</i> con intercalaciones de <i>wackestone-packstone</i> .	Rampa media bien oxigenada	× × ×
3	Dolomías gris-ocre bioclásticas.	Capas nodulares o masivas a techo de los tramos nodulosos.		<i>Dolowackestone-dolopackstone</i> con bioturbación escasa.	Niveles de tormenta	×

Tabla 6.4. Descripción de las facies características del sistema deposicional de rampa media proximal, su distribución y abundancia en la MSD-I.

Estas facies se asocian formando pequeñas secuencias elementales somerizantes (Fig. 7A y B), formadas de base a techo por: dolomías tableadas (facies 1) y dolo/micritas bioturbadas (facies 2) entre las que aparecen intercalados niveles de dolomías bioclásticas (facies 3). Estas facies caracterizan medios tranquilos donde los depósitos dominantes son fangos calcáreos (facies 1 y 2), entre los que ocasionalmente se aparecen niveles más bioclásticos (facies 3) depositados durante episodios de tormenta. El aumento de la bioturbación hacia techo podría indicar el paso desde un ambiente moderadamente oxigenado (facies 1) a un ambiente bien oxigenado (facies 2). Ocasionalmente asociadas a estas facies aparecen superficies de hardground asociadas a periodos caracterizados por una tasa de sedimentación baja. Estas facies se interpretan como depositadas en ambientes de rampa media situado entre el nivel de influencia del oleaje normal (NBO_n) y el nivel de influencia del oleaje de tormenta (NBO_t), y constituye el sistema deposicional más abierto y profundo dentro de los presentes en esta megasecuencia.

Suelen constituir tramos bastante homogéneos (de metros a decámetros de espesor) que presentan una tendencia general somerizante hacia techo, donde las facies de rampa media aparecen asociadas a facies shoals (Fig. 6.7A-B) formando secuencias somerizantes de 2-5 metros.

Este sistema deposicional sólo aparece representado en la parte media del *Muschelkalk inferior* de la Cordillera Costero Catalana (Fig. 6.2).

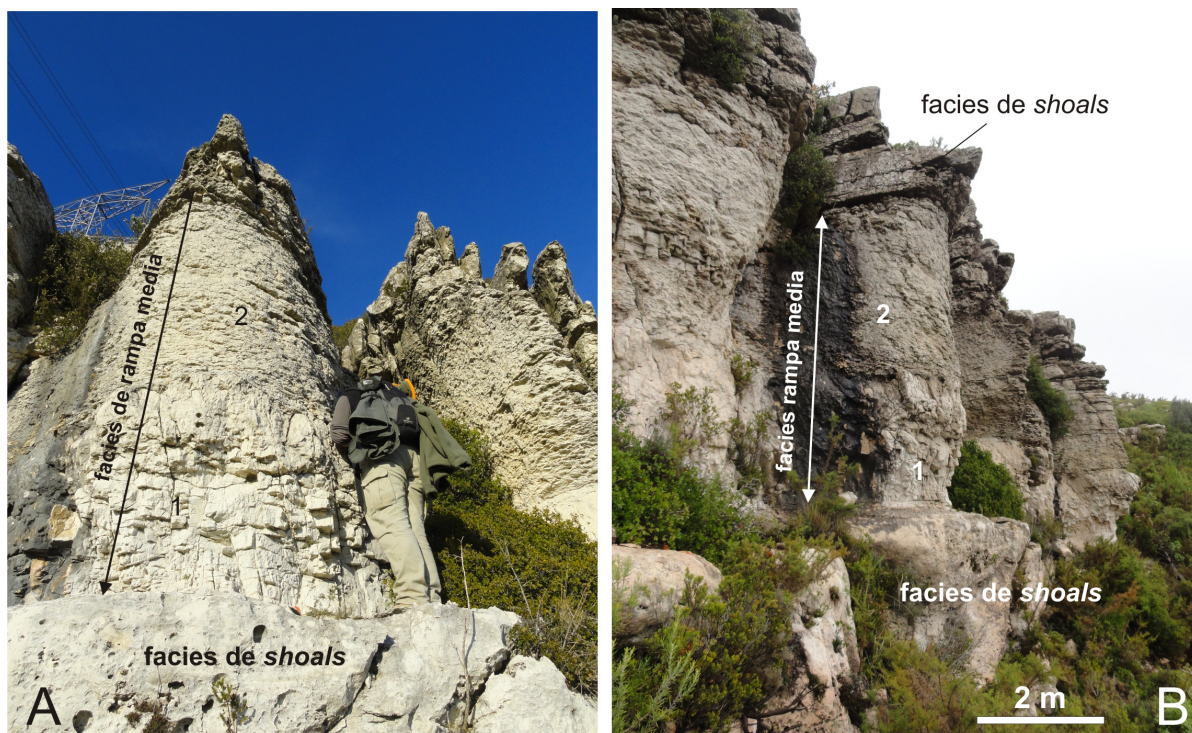


Figura 6.7. A, B) Facies características de rampa media, depositas sobre un banco calcarenítico de la secuencia anterior. En ambas fotos se ve la secuencia somerizante típica que forman estas facies, que de base a techo son: dolomías masivas tableadas (facies 1), micritas intensamente bioturbadas (facies 2) y dolomías bioclásticas (facies 3) (Muschelkalk inferior, columna de L'Albiol, CCC).

6.2.2. Análisis secuencial de la MSD-I

6.2.2.1. Mega-cortejos sedimentarios

El análisis de la distribución y evolución de los sistemas deposicionales dentro de las unidades que componen la MSD-I, ha permitido distinguir tres megacortejos sedimentarios dentro de esta megasecuencia: el megacortejo de bajo nivel del mar (“mega-” *lowstand systems tract*), el megacortejo de subida de nivel del mar (“mega-” *transgressive systems tract*) y el megacortejo de alto nivel del mar (“mega-” *highstand systems tract*).

- **Megacortejo de bajo nivel (MLST-I)**

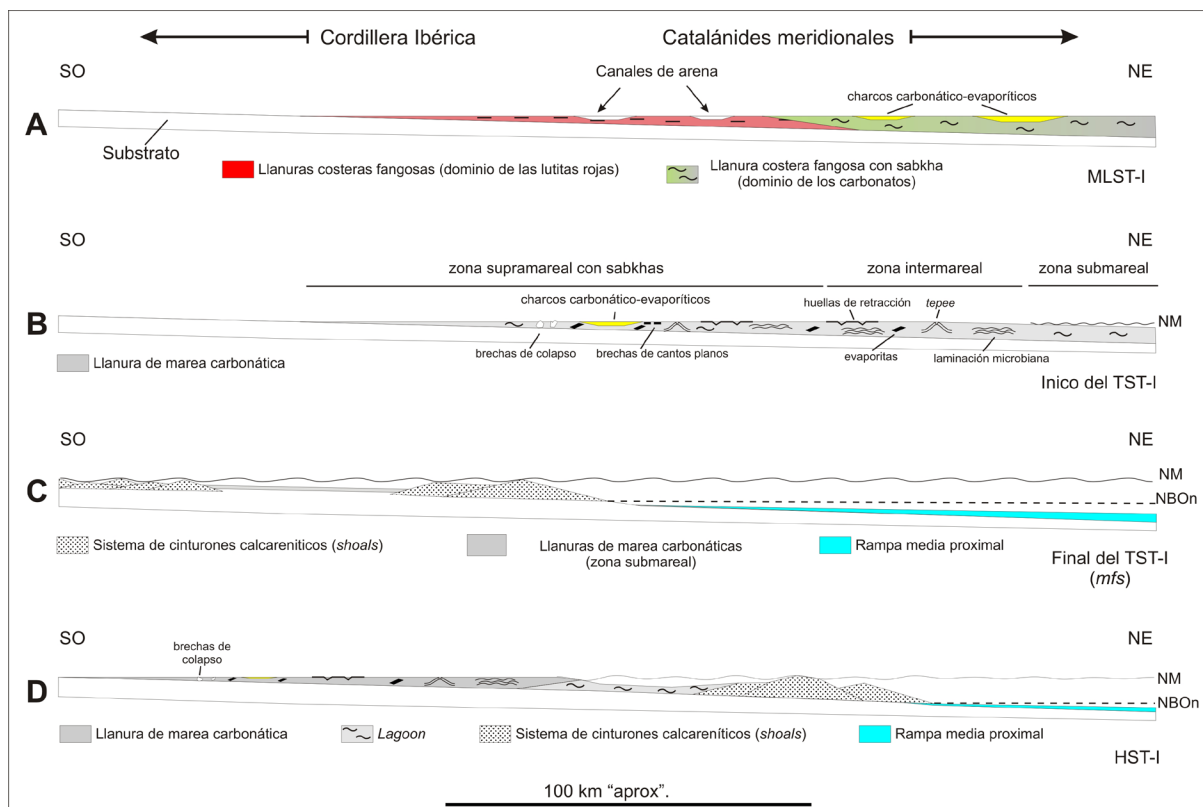
Este megacortejo se corresponde con el intervalo temporal en el que el nivel relativo del mar comienza a subir, lo que genera un cambio en el nivel de base de los sistemas fluviales previos. Con ello se empieza a incrementar la acomodación, permitiendo la acumulación de sedimentos con una velocidad todavía reducida pero creciente. Está formado por la facies Röt, es decir, por el sistema deposicional de llanuras de marea fangosa con sabkha.

El MLST-I refleja un claro incremento hacia techo de la cantidad de carbonatos que llegan a la cuenca frente a los siliciclásticos, marcado la evolución de las facies que forman esta unidad desde la base; donde dominan las lutitas rojas y las arenas debido a que la

afluencia del material procedente del continente aún es dominante frente a la influencia marina (Fig. 6.8A); a techo donde dominan las margas y los carbonatos y la influencia marina es claramente predominante.

En este caso el MLST-I representa clara una evolución transgresiva, que caracteriza una subida progresiva y poco energética del nivel del mar y una retrogradación del sistema. En conjunto, este megacortejo está representado por una serie de secuencias elementales somerizantes que en su conjunto registran un progresivo incremento en la acomodación.

Solo está representado en la Cordillera Costero Catalana (complejo lutítico, evaporítico, carbonatado) y en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica (facies Röt) (Figs. 6.9, 6.10). Los límites inferior y superior se corresponden, respectivamente, con la base y el techo de la unidad en facies Röt en cada zona.



- **Megacortejo transgresivo (MTST-I)**

Este megacortejo se corresponde con el intervalo durante el cual el nivel del mar relativo está subiendo de forma rápida y la acomodación experimenta un rápido incremento, provocando que la generación de espacio de acomodación exceda a la acumulación de sedimentos y se produzca una retrogradación rápida de los sistemas deposicionales. Está formado por la parte inferior de la Fm. Landete en la Cordillera Ibérica y por la parte inferior del *Muschelkalk inferior* en la Cordillera Costero Catalana.

Este megacortejo presenta una evolución similar en ambas zonas (Figs. 6.9, 6.10). Comienza con una rápida y poco energética subida del nivel del mar reflejada por la instalación de ambientes totalmente marinos (sistemas deposicionales de llanura de marea carbonáticas) sobre las facies de llanuras costeras fangosas con sabkha del techo del MLST-I (Fig. 6.8B).

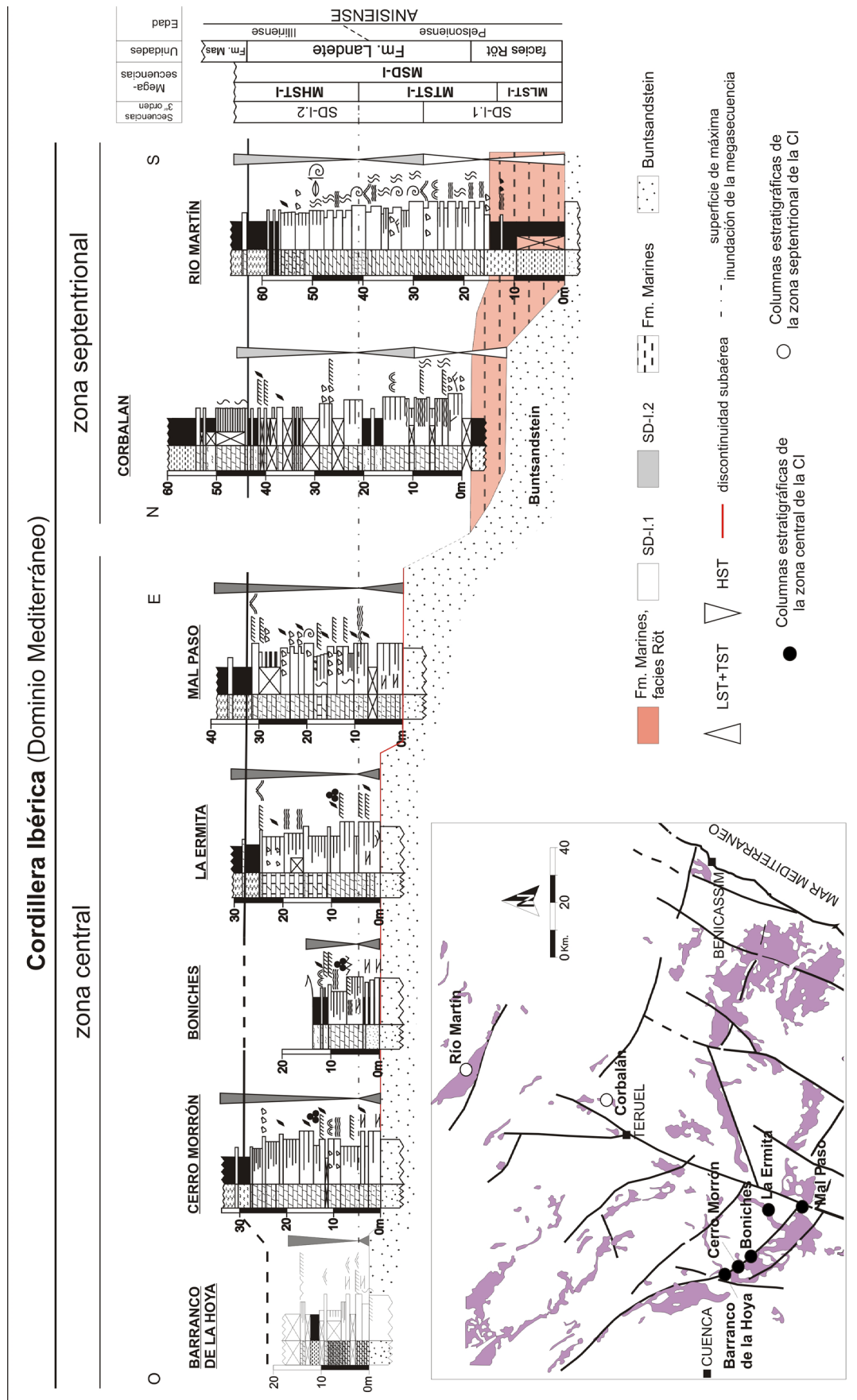
Esta tendencia transgresiva se mantiene, instalándose ambientes de rampa interna y finalmente de rampa media proximal en la Cordillera Costero Catalana, y alcanzando por primera vez el mar la zona central de la Cordillera Ibérica (Figs. 6.8C, 6.9, 6.10). En la zona septentrional de la Cordillera Ibérica, aunque se observa un incremento en la acomodación (secuencias más potentes), se mantienen los ambientes sedimentarios de llanuras de marea carbonática (Fig. 6.9).

En la zona septentrional de la Cordillera Ibérica y en las Catalánides meridionales (Figs. 6.9, 6.10) el límite inferior está situado en el límite entre la facies Röt y la Fm. Landete y el *Muschelkalk inferior*, respectivamente. Por su parte, el límite superior del MTST-I, que se corresponde con la superficie de máxima inundación (*mfs-I*), está marcado por la instalación de las facies de rampa media en la Cordillera Costero Catalana (base de la unidad Benifallet), y por la secuencia que presentan las facies de submareales más potentes en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica (Figs. 6.9, 6.10) y que, por lo tanto, representaría el momento de mayor generación de espacio de acomodación.

En la zona central de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.9), a diferencia de las zonas anteriormente descritas, no está representado ni el megacortejo de bajo nivel del mar. ni las primeras etapas del megacortejo transgresivo. En esta zona el MTST-I está representado por la instalación de un sistema de barras calcareníticas (*shoals*) directamente sobre las facies fluviales del Buntsandstein (Fm. Cañizar) en casi toda el área (Fig. 6.8C). Los bancos calcareníticos basales se caracterizan por presentar abundantes granos de cuarzo que provienen de la removilización de las arenas infrayacentes, con las que presentan un contacto discordante. En algunas series (columna de Boniches), el comienzo de la transgresión está representado por bancos de arenas de grano grueso con cemento carbonático. En esta zona, este pulso transgresivo caracteriza una entrada rápida y energética del mar, estando la base del MTST-I marcada por una superficie de *ravinement*. El límite superior (*mfs-I*) de este megacortejo es difícil de localizar, pero estaría muy probablemente dentro de las facies de *shoals* que forman estos sistemas de rampa interna de alta energía.

- **Megacortejo de alto nivel (MHST-I)**

Corresponde con la etapa de estabilización y desarrollo de la plataforma, cuando la tasa de sedimentación supera la de acomodación. Caracteriza una regresión normal de las plataformas (progradación + agradación) representada por una somerización general del sistema desde la superficie de máxima inundación. Está formado por la parte media y superior de la Fm. Landete y del *Muschelkalk inferior* (sistemas deposicionales de rampa interna de baja y alta energía y sistemas deposicionales de rampa media proximal) y por



la parte inferior de la Fm. Mas y del *Muschelkalk medio* (sistema deposicional de llanura fangosa con subambientes de sabkha), en la Cordillera Ibérica y Catalánides meridionales, respectivamente (Fig. 6.8C).

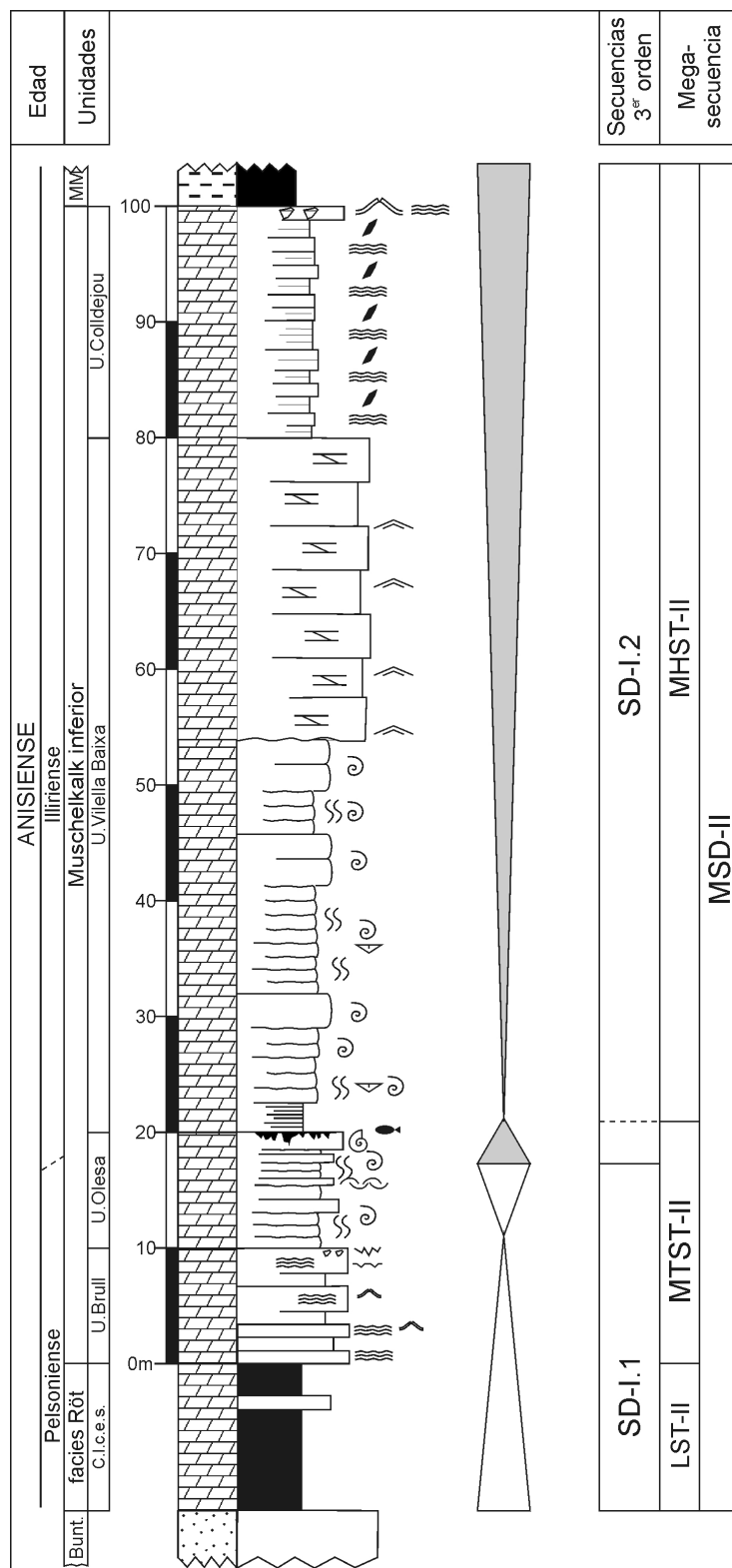


Figura 6.10. Secuencias deposicionales e interpretación secuencial de la Megasecuencia deposicional I de la Cordillera Costero Catalana. Columna modificada de Calvet et al. (1990).

En la Cordillera Ibérica (Fig. 6.9), este megacortejo está representado por una somerización progresiva de los sistemas deposicionales que se suceden, evolucionando desde sistemas deposicionales de rampa interna de alta (zona central de la Cordillera Ibérica) y baja energía (zona septentrional de la Cordillera Ibérica), a sistemas deposicionales de llanura de marea carbonática (ambientes submareales someros, inter- y supramareales) y finalmente sistemas deposicionales costeros con influencia continental (Fm. Mas) (Fig. 6.9). En la zona septentrional, este megacortejo está caracterizado por una somerización progresiva de los sistemas de llanura de marea marcada por una disminución de la potencia de las secuencias elementales, y un aumento de los términos inter y supramareales en detrimento de los términos submareales someros.

En la Cordillera Costero Catalana (Fig. 6.10) el MHST-I está representando por una somerización general de la plataforma carbonática, reflejada por el paso desde las facies características de sistemas de rampa media que se instalan durante el MTST-I a facies depositadas en sistemas deposicionales de rampa interna de baja y alta energía (unidad Vilella Baixa), a facies típicas de sistemas deposicionales de llanura de marea carbonática (unidad Colldejou), y finalmente a facies depositadas en sistemas costeros con influencia continental (*Muschelkalk medio*).

El límite inferior de este megacortejo está marcado por la *mfs-I*, mientras que el límite superior está definido por una zona de transición y estaría situado en algún punto de la parte inferior de la Fm. Mas (Cordillera Ibérica) o del *Muschelkalk medio* (Cordillera Costero Catalana). El límite superior de la Megasecuencia I no aparece bien definido en ninguna de las zonas estudiadas, debido posiblemente a la ausencia de un megacortejo de caída del nivel del mar (MFSST-I) bien registrado. La razón de esto puede residir en que el tránsito entre las megasecuencias I y II se produce dentro de un marco de generación de acomodación de largo término, al que se superponen los ciclos que controlan las megasecuencias. El resultado sería que ambas megasecuencias están separadas por un intervalo de baja generación de acomodación (pero no de destrucción).

6.2.2.2. Secuencias deposicionales

Dentro de la megasecuencia-I se han diferenciado dos secuencias deposicionales menores. La primera de ellas tiene una extensión más limitada, ya que sólo aparece en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, mientras que la segunda secuencia deposicional está representada en toda la zona de estudio donde aparece la MSD-I (Fig. 3.2).

- ***Secuencia deposicional-I.1 (SD-I.1)***

Está formada por la facies Röt y la parte inferior de la Fm. Landete en la Cordillera Ibérica, y por la facies Röt, y la unidad el Brull y parte de la unidad Olesa del *Muschelkalk inferior* en las Catalánides meridionales. En la Cordillera Ibérica sólo está presente en facies *Muschelkalk* en la zona más septentrional.

El LST-I.1 de esta secuencia coincide con el MLST-I de la MSD-I descrito en el apartado anterior, sin embargo, en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.9) el TST-I.1 de esta secuencia caracteriza una entrada progresiva del mar, representada por la instalación de sistemas de llanuras costeras con sabkha (facies Röt) que pasan de forma gradual pero muy rápida a los sistemas de llanuras mareales carbonáticas de la Fm. Landete. Este pulso transgresivo está seguido por un pequeño episodio regresivo caracterizado por una somerización paulatina de las facies que forman las secuencias elementales y la potencia de las mismas (HST-I.1) que acaba con un nivel grueso de brechas de colapso. Este nivel implica un periodo significativo de exposición subaérea y constituye el límite superior de la secuencia.

En las Catalánides meridionales (Fig. 6.10) la evolución de la secuencia deposicional-I.1 es muy similar a la descrita para la Cordillera Ibérica. Comienza con una entrada progresiva y en general poco energética del mar, representada por la parte inferior de la facies Röt (sistemas deposicionales de llanuras fangosas con sabkha) sobre la que se instala un sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas y de rampa interna (unidad el Brull y base de la unidad Olesa). El HST en este caso está representado por la instalación y desarrollo los sistemas de rampa interna de baja energía de la parte inferior de la unidad Olesa (equivalente al termino A descrito por Ramon y Calvet, (1987)). El límite de esta secuencia viene marcado por una superficie de hardground relacionada con el evento transgresivo del comienzo de la SD-I.2, y se corresponde a la superficie de discontinuidad D2 descrita por Ramon y Calvet, (1987).

Los conodontos descritos en la parte inferior de la unidad Olesa sugieren una edad Pelsoniense para esta secuencia deposicional.

- ***Secuencia deposicional-I.2 (SD-I.2)***

Esta secuencia está presente en todas las zonas donde se ha descrito la MSD-I, incluyendo la zona central de la Cordillera Ibérica, donde la SD-I.1 no llegó a depositarse.

En la zona septentrional de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.9) la SD-I.2 está formada por la parte superior de la Fm. Landete y por la parte inferior de la Fm. Mas. Comienza con un nuevo y más extensivo pulso transgresivo que el que marca el comienzo de la SD-I.1. Está representado por la instalación de ambientes submareales someros sobre las brechas de colapso que marcan el techo de la secuencia anterior, y por el aumento de la potencia de las secuencias elementales y de los términos más profundos debido al incremento de la acomodación (TST-II.1). Esta nueva entrada del mar viene seguida por una agradación progradante del sistema (HST-I.2) marcada por una somerización paulatina del sistema de llanura de marea carbonática hasta la instalación de los sistemas costeros con influencia continental de la Fm. Mas. Este cortejo se caracteriza por la disminución de espesor de las secuencias elementales y por el aumento hacia techo de la potencia de los términos inter- y supramareales frente a los submareales.

En la zona central de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.9), donde no está representada la

SD-I.1, la secuencia SD-I.2 es la única secuencia de la MSD-I, y su descripción se corresponde con la realizada para el megacortejo transgresivo y el megacortejo de alto nivel del mar de la Megasecuencia-I en esta zona.

En las Catalánides meridionales (Fig. 6.10), esta secuencia comienza con una nueva entrada del mar marcada por una superficie de *hardground* asociada a este pulso transgresivo, y que representa la superficie de discontinuidad D2 descrita por Ramon y Calvet, (1987). Sobre esta superficie se instalan facies características de sistemas deposicionales de submareales de baja energía (parte superior de la unidad Olesa, termino B de Ramon y Calvet, (1987)) y sistemas deposicionales de rampa media (base de la unidad Vilella Baixa) que marcan la *mfs* de la secuencia deposicional (TST-I.2). A partir de aquí, se ve una regresión normal (progradación + agradación) del sistema desde los sistemas deposicionales de rampa media, a ambientes submareales de rampa interna de baja y alta energía, ambientes intermareales, supramareales (unidad Vilella Baixa y unidad Colldejou) y finalmente a ambientes costeros con influencia continental representado por el *Muschelkalk medio*.

Cabe destacar, que asociado al comienzo de este pulso transgresivo en la zona septentrional de las Catalánides (dominio de Montseni-Llobregat) aparecen una serie de niveles condensados (parte superior de la unidad Olesa) donde se encuentran varios ammonites del genero *Paraceratites* y *Olesites*. Estos ammonites junto con los conodontos descritos en la parte superior de la unidad Olesa y en la base de la unidad Vilella Baixa, indican una edad Pelsoniense superior-Illiriense inferior para el TST-II y una edad Illiriense para el resto de la secuencia.

6.2.2.3. Diagramas de Fischer

Los Diagramas de Fischer (o *Fischer Plots*) son una herramienta sencilla que nos permite representar gráficamente y evaluar de forma cuantitativa las variaciones de la acumulación sedimentaria (y también la acomodación en series donde ésta es el factor limitante de aquella) a lo largo de una serie cíclica. Se basa en el análisis de la potencia de cada secuencia elemental o ciclo, y se asume que todos los ciclos representan un lapso similar de tiempo (asumiendo que están controlados por procesos alocíclicos de periodicidad fija) (Fischer, 1964). El diagrama que se obtiene representa una curva acumulada de los valores de la desviación del espesor de cada ciclo con respecto al espesor medio de todos los ciclos de la serie, que puede representarse en el dominio “tiempo” (el número de ciclos que asumimos tienen igual duración; Sadler et al., 1993) o en el dominio “espesor acumulado” (Martín-Chivelet et al., 2000).

En el caso de las series marinas someras caracterizadas por secuencias elementales de somerización (es decir, por secuencias en las que la producción de carbonato en conjunto excede a la creación de espacio de acomodación), el espesor de cada secuencia (la acumulación sedimentaria) refleja el espacio de acomodación generado. A lo largo de una serie cíclica, las secuencias elementales más potentes reflejan una mayor generación de acomodación

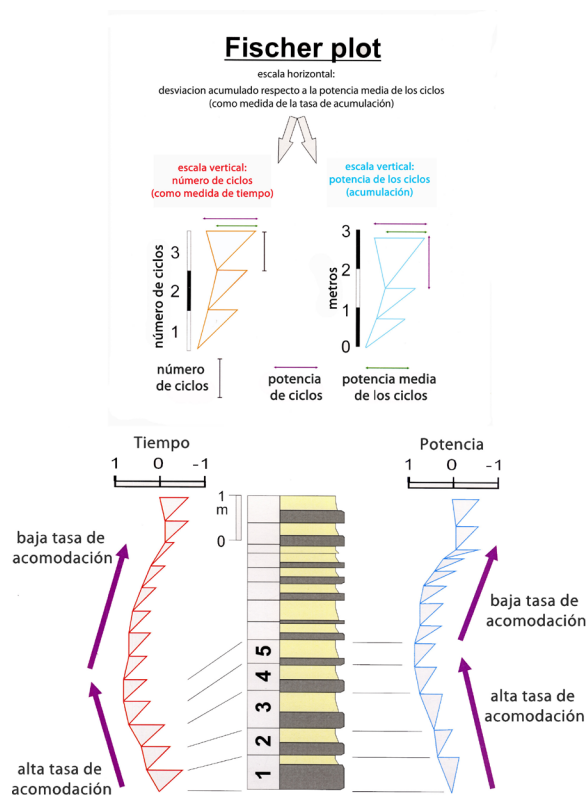


Figura 6.11. Comparación entre el análisis tradicional de Fisher Plots, en el que se representa la potencia acumulada de los ciclos respecto de la potencia media frente al tiempo, y el método de Fisher Plots “modificado” en el que la escala horizontal es la potencia.

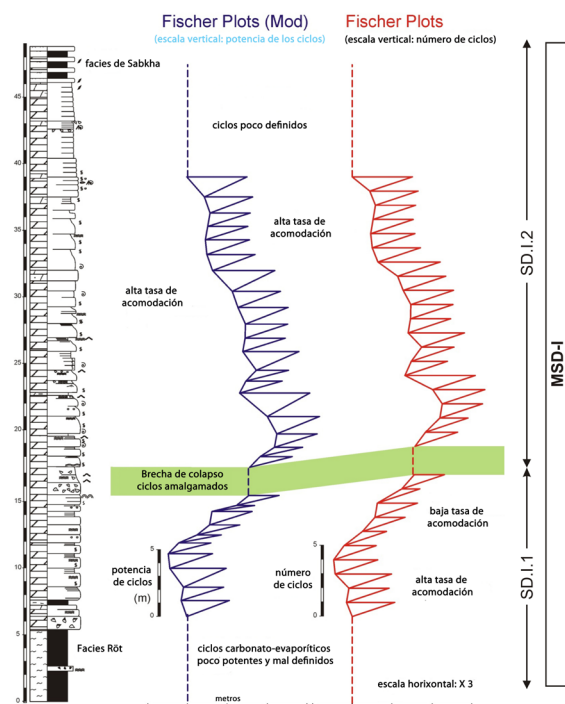


Figura 6.12. Análisis secuencial mediante Fisher Plots (tradicional y modificado) realizado en la columna de Río Martín, con las secuencias deposicionales descritas.

que las menos gruesas. Puesto que el diagrama de Fischer representa una curva acumulada de la desviación del espesor de cada ciclo con respecto a la media de los espesores, podemos inferir, a partir de ella, las variaciones de acomodación a lo largo del tiempo en qué se generó la serie cíclica, permitiendo distinguir periodos en el los que la tasa de acomodación aumenta (los ciclos son más potentes que el promedio, la curva adquiere una pendiente positiva -hacia la izquierda del gráfico), y periodos en los que la tasa de acomodación disminuye (potencia de los ciclos inferior a la media, la curva tiene pendiente negativa) (Fig. 6.11).

Este análisis, que se planteó como una herramienta de apoyo para la interpretación estratigráfico-secuencial, sólo se ha podido realizar en una columna estratigráfica de las analizadas, por ser la única que reunía las condiciones de afloramiento y preservación de ciclos necesarias para el mismo. Éste sirve, aunque de forma limitada por su carácter puntual, para complementar el análisis de la estratigrafía secuencial de la megasecuencia-1. Se ha llevado a cabo en la columna de Río Martín (zona septentrional de la Cordillera Ibérica), que reúne las mejores condiciones de afloramiento y conservación de las facies para el reconocimiento preciso de la ciclicidad. En esta columna la serie está formada por la acumulación de pequeños ciclos perimareales de potencia decimétrica.

El análisis de Fischer Plots para la columna de Río Martín (Fig. 6.12) revela los cambios de acomodación a lo largo de la Megasecuencia-1, que definen los megacortejos transgresivo y de alto nivel marino. Así mismo, se reconocen de las dos secuencias deposicionales SD-I.1 y SD-I.2 y los cortejos sedimentarios que las conforman.

6.2.3. Síntesis e interpretación de la Megasecuencia-I

Esta megasecuencia se corresponde con la primera entrada del mar en el E de Iberia y representa los primeros sedimentos marinos del Mesozoico en esta zona. Sólo está representada por unidades carbonáticas marinas en la Cordillera Costero Catalana (facies Röt, *Muschelkalk inferior* y parte inferior del *Muschelkalk medio*) y en la zona central y septentrional de la Cordillera Ibérica (facies Röt, Fm. Landete y parte inferior de la Fm. Mas) (Fig. 6.13). En la zona oriental de la Cordillera Ibérica y en Menorca seguramente está ciclo no está representado.

Las asociaciones de foraminíferos y los conodontos que se han encontrado en la Fm. Landete y en el *Muschelkalk inferior* datan esta etapa como Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense inferior) (Budurov et al., 1993; Márquez et al., 1994; Márquez, 1994; Márquez-Aliaga et al., 2000). Las asociaciones de polen y esporas que se han encontrado en la facies Röt también dan una edad Anisiense medio (Doubinger et al., 1990; Galán-Abellán, 2011). Además, los ammonites encontrados en la unidad Olesa de la Cordillera Costero Catalana, aunque se trata de especies endémicas se las atribuye una edad Pelsoniense superior-Illiriense inferior (Goy, 1995; Escudero Mozo et al., 2015).

Dentro de la megasecuencia se han identificado dos secuencias deposicionales menores, SSD-I.1 y SD-I.2 a las que se les atribuye una edad Pelsoniense e Illiriense inferior, respectivamente. No pudiéndose descartar que los últimos metros de la DS-I.1 pertenezcan al Illiriense basal o que los primeros metros de la SD-I.2 sean del Pelsoniense terminal. La primera de estas secuencias sólo aparece en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, y siempre está asociada con la facies Röt con la que presenta un contacto transicional. La segunda secuencia está en la Cordillera Costero Catalana, en la zona septentrional y en la zona central de la Cordillera Ibérica, donde se apoya de forma discordante sobre la Fm. Cañizar (Fig. 6.13). La ausencia de la SD-I.1 en la zona central de la Cordillera Ibérica indica que el ciclo deposicional comenzó más tarde que en las zonas donde sí está. La presencia de estas dos secuencias, indica que la entrada del mar se produjo en dos pulsos menores.

Ramon y Calvet (1987) interpretan la superficie que separa la SD-1.1 y la SD-1.2 como una superficie de exposición subaérea. Sin embargo tanto las características sedimentológicas como la evolución que presentan las rampas a lo largo de las zonas de estudio, indican que esta superficie seguramente se corresponde con una superficie de *hardground* asociada a un pulso transgresivo, que generó una pequeña etapa durante la cual la tasa de sedimentación fue baja.

La ausencia de unidades carbonáticas marinas que representen la MSD-I en la zona oriental y meridional de la Cordillera Ibérica y en la Isla de Menorca, indican que estas áreas eran altos topográficos o zonas poco subsidentes dentro de la cuenca impidiendo la entrada del mar y la instalación de ambientes marinos (Fig.6.13).

La gran homogeneidad en la distribución de las facies y la escasa diferencia de espesor de los materiales que forman la megasecuencia en cada zona indican una topografía muy plana para estas plataformas carbonáticas (Fig. 6.8), lo que concuerda con el modelo de rampa carbonática. Por otro lado, la mayor potencia y las facies más abiertas que presenta la Megasecuencia-I en las Catalánides meridionales respecto a la Cordillera Ibérica, implica que para este momento la Cuenca Catalana presentaba una tasa de subsidencia mayor y estaba situada en un zona más abierta, mientras que la Cordillera Ibérica estaba más cerca del borde de la cuenca.

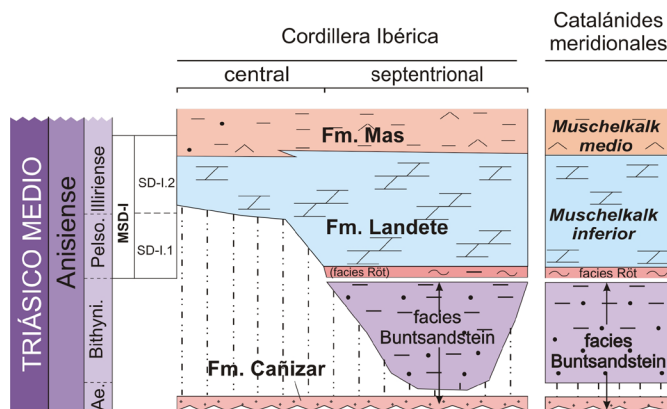


Fig.6.13. Síntesis y correlación de las secuencias deposicionales y de las unidades que forman la megasecuencia-I en las distintas zonas de estudio.

Las características y distribución de los sistemas deposicionales que forman esta megasecuencia caracterizan dos etapas distintas dentro de la rampa carbonática. Una primera etapa de instalación, donde los ambientes sedimentarios no están organizados en cinturones de facies, y caracterizan una plataforma poco estructurada. Y una segunda etapa, durante la cual los ambientes sedimentarios están agrupados en cinturones de facies y caracterizan una rampa bien estructurada (Fig. 6.8).

La gran similitud evolutiva que presenta la megasecuencia y las secuencias deposicionales en las dos zonas al compararlas entre sí, nos permite realizar una correlación muy buena entre ellas, indicando que el eustatismo fue un control importante durante la sedimentación y la evolución de las dos cuencas. Así mismo, la distribución tanto de la megasecuencia como de las secuencias deposicionales sugieren la existencia de un control tectónico a escala suprarregional.

6.3. MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL-II (MSD-II)

Esta megasecuencia representa el segundo gran ciclo transgresivo-regresivo reconocido en las facies Muschelkalk en el área de estudio y se corresponde con una entrada más extensiva del mar que la que caracteriza la megasecuencia anterior.

Está bien representada en todas las zonas estudiadas, incluyendo las áreas de la Cordillera Ibérica caracterizadas por el «Triásico Ibérico» y el «Triásico Levantino-Balear», así como Menorca, donde la primera megasecuencia bien está ausente, bien no está representada por facies Muschelkalk. En la zona más occidental del área de estudio de la Cordillera Ibérica (dominio Ibérico), cerca de la localidad de Cueva de Hierro, la megasecuencia se apoya directamente sobre el basamento Ordovícico (López-Gómez et al., 1993), mientras que en otras áreas descansa sobre la Megasecuencia-I (dominio Mediterráneo) o sobre las facies Buntsandstein en el dominio Levantino-Balear (zona oriental de la Cordillera Ibérica y Menorca). La distribución estratigráfica y las relaciones entre las unidades que forman esta megasecuencia en cada zona se resumen en la figura 3.2.

En la Cordillera Ibérica, la Megasecuencia-II (MSD-II) presenta un espesor variable, que se incrementa en general desde el oeste (donde desaparece en el área caracterizada por el «Triásico Hespérico» de Sopeña et al., 1983) hacia el este, alcanzando un espesor entre 100 y 120 metros en la zona occidental del dominio Mediterráneo y en el dominio Levantino-Balear. En el dominio Mediterráneo está formada por la parte superior de la Fm. Mas, la Fm. Cañete y la parte inferior de la facies Keuper. En el dominio Levantino-Balear, está formada por la Fm. Marines (facies Röt) por la Fm. Cañete y por la unidad inferior del Keuper (Fm. Jarafuel (K1)).

En el sector meridional de la Cordillera Costero Catalana esta megasecuencia presenta un espesor medio de más 130 m. Está representada por la parte superior del *Muschelkalk medio*, por el *Muschelkalk superior* y por la parte inferior de la facies Keuper.

En Menorca esta megasecuencia presenta un espesor muy homogéneo en toda la isla, de entre 90 a 100 metros. Está formada por una unidad en facies Röt, la Fm. Monte Toro y la Fm. Arenal d'en Castell.

6.3.1. Sistemas deposicionales y facies

El análisis de las facies realizado en la Megasecuencia-II, ha permitido reconocer treinta y dos facies diferentes cuyas asociaciones definen seis sistemas deposicionales principales: **sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkha, sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas, sistema deposicional de llanuras de marea mixtas (carbonática-terrágena), sistema deposicional de rampa carbonática interna (de baja y alta energía), sistema deposicional de rampa media y sistema deposicional de rampa externa.**

- **Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkha**

Son sistemas de carácter mixto donde se encuentran arcillas, evaporitas y carbonatos en distintas proporciones. Las principales facies están recogidas en la tabla 6.5.












Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkha					
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Ambientes	Distribución
1	 Lutitas grises, negras y rojas.			Llanura fangosa supralitoral	Fm. Miravet y parte superior de la Fm. Mas y del MM.
2	 Margas grises	Aspecto lajoso ocasional.		Llanura fangosa supralitoral mas cercana al mar.	
3	 Capas dm a m de yesos laminados.	Color gris, negro y amarillento. Ocasionales ripples.		Charcas evaporíticas (sabkha)	
4	 Capas dm a m de yesos nodulares.	Color rosado o blanco.			
5	 Nódulos de yesos.	Aislados entre las arcillas.			
6	 Bancos mm de dolomías amarillas masivas alternando con los yesos.			Ponds dentro de la llanura costera supralitoral	
7	 Dolomías amarillas de aspecto masivo.	Porosidad móldica de evaporitas. A veces se observa laminación microbial.			
8	 Dolomías margosas con bivalvos pequeños.	Ocasionalmente presenta bioturbación a base de los bancos.			
9	 Dolomías brechosas o carniolares.				

Tabla 6.5. Descripción de las facies características del sistema deposicional de llanuras costeras con sabkha, su distribución y abundancia en la MSD-II.

Las facies dominantes son arcillas grises, negras y rojas (facies 1), y margas grises en menor medida (facies 2), entre las que aparecen intercaladas capas de yesos y minoritariamente de carbonatos. Las arcillas rojas se interpretan como depositadas en un ambiente costero donde domina la decantación de lutitas que quedan frecuentemente expuestas y se oxidan. Los colores grises y negros son típicos de ambientes reductores, y seguramente caracterizan zonas que permanecían cubiertas por una lámina de agua. Los niveles de margas se interpretan como depositadas en ambientes donde los aportes de carbonatos son mayores (Ortí, 1974; Salvany y Ortí, 1987).

Las evaporitas aparecen formando capas de espesor usualmente decimétrico y no suelen superar los 2 m. Son mayoritariamente yesos laminados de color gris, negro y amarillos (facies 3), aunque también aparecen yesos nodulares de color rosado o blanco (facies 4) y nódulos de yesos aislados entre las arcillas (facies 5). Los yesos laminados pueden presentar ripples y aparecer formando alternancias milimétricas con capas de carbonatos (facies 6). La asociación de estas facies se interpreta como depósitos de charcas o lagunas someras dentro de una llanura costera evaporítica (sabkha) (Ortí, 1974; Salvany y Ortí, 1987).

Los carbonatos forman capas de dolomicritas masivas a laminadas que presentan porosidad móldica de evaporitas (facies 7), y presentan potencias que van desde unos pocos milímetros, cuando están alternando con el yeso, a un metro cuando constituyen bancos individuales. Ocasionalmente aparecen capas centimétricas de dolomías margosas que contienen pequeños bivalvos, bioturbación en la base del banco y a veces piritas pequeñas

(facies 8) y bancos de dolomías brechificadas o carniolares (facies 9). Estas facies se interpretan como depositadas en pequeños *ponds* efímeros dentro de una llanura costera (Ortí, 1974; Salvany y Ortí, 1987).

Estas facies se agrupan formando diferentes asociaciones de facies aunque el tipo de asociación más característica es, de base a techo; arcillas rojas (facies 1), lutitas grises con o sin nódulos de yesos (facies 2 y 5); capas de yesos nodulares (facies 4); alternancia milimétrica de yesos laminados y carbonatos (facies 6); y capas de yesos laminados (facies 3) (Salvany y Ortí, 1987).

Esta asociación de facies caracteriza un sistema deposicional de llanura fangosa supralitoral en clima árido (*sabkha*) donde domina la decantación de lutitas y donde hay pequeñas charcas carbonato-evaporíticas. Son sistemas deposicionales similares a los descritos en la facies Keuper de la Cuenca Alemana o de Francia (Ortí, 1973)

Este sistema deposicional está bien representado en el *Muschelkalk medio* y la Fm. Miravet (Keuper inferior) en la Cordillera Costero Catalana, en la Fm. Mas y en la parte inferior de la facies Keuper en la zona central de la Cordillera Ibérica, y en el K1 (Fm. Jarafuel) en las zonas meridional y oriental de la Cordillera Ibérica (Ortí, 1974; Salvany y Ortí, 1987) (Fig. 6.14).

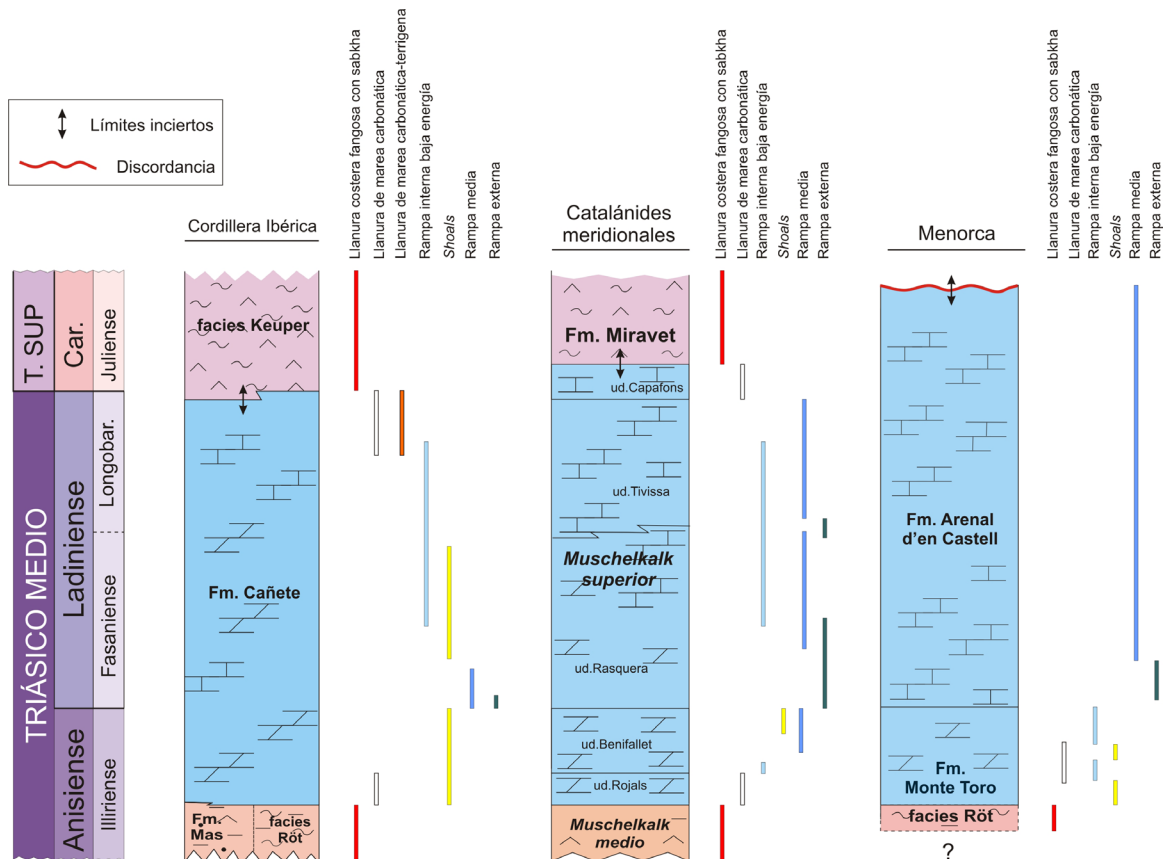


Figura 6.14. Distribución de los diferentes sistemas deposicionales a lo largo de las unidades que forman la Megasecuencia-II.

- **Sistema deposicional de llanura de marea carbonática**

Se trata de un sistema deposicional carbonático somero, con cantidades variables de evaporitas y ocasionales niveles de margas. Las principales facies que representan este sistema deposicional, recogidas en la tabla 6.6 e ilustradas en la figura 6.15, son:



















Sistema deposicional de llanura de marea carbonática						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	 Capas dm de calcarenitas dolomíticas, mostrando estratificación cruzada de pequeña escala.	Estratificación cruzada y planar, ripples.		<i>Dolograinstones</i> bioclásticos/oolíticos.	Submareal somero de alta energía.	XX base de la Fm. Cañete y MS.
2	 Alternancia de niveles cm de dolomicritas y calcarenitas de grano fino.	Ripples, lags de cantos blandos.		<i>Mudstone-wackestone</i> , generalmente dolomitizados, con fantasmas de bioclastos y <i>grainstones</i> oolíticos ocasionalmente silicificados.	Intermareal	XX base MS.
3	 Bancos cm-m de <i>grainstones</i> oolíticos con base irregular y decenas de m de amplitud.	Estratificación cruzada que disminuye de escala hacia techo, estructuras bidireccionales a base y ripples a techo.		<i>Grainstones</i> oolíticos generalmente dolomitizados.	Intermareal	XX base y techo Fm. Cañete y MS.
4	 Bancos de dolomía cm con laminación microbial planar a ligeramente cómica.	Huellas de retracción, porosidad móldica de evaporitas, <i>tepees</i> , escasa bioturbación.		Dolomicritas laminadas con pseudomorfos de evaporitas.	Intermareal	XXX base y techo Fm. Cañete y MS.
5	 Dolomicritas finamente laminadas con laminaciones estromatolíticas planares e irregulares y abundantes evaporitas.	Porosidad móldica de evaporitas. Porosidad fenestral. Algunas huellas de retracción. Brechas de cantos planos y blandos cm.		Dolomicritas laminadas, con abundante porosidad secundaria de evaporitas y fractura, y pseudomorfos de sales.	Intermareal alto.	XXX base y techo de la Fm. Cañete y MS.
6	 Dolomicritas irregulares, laminadas y parcialmente brechificadas.	Abundantes pseudomorfos de evaporitas, <i>tepees</i> , brechas de colapso incipientes, huellas de retracción.		Dolomicritas brechificadas, ocasionalmente laminadas, presentan abundante porosidad móldica de evaporitas, secundaria agrandada y de fractura.	Supramareal (shabkha).	XXX techo de la Fm. Cañete y del MS
7	 Brechas masivas intraformacionales (brechas de colapso).	Brechias intraformacionales heterométricas causadas por la disolución de evaporitas.		Dolomicritas brechificadas.	Supramareal (shabkha)	XX techo y base Fm. Cañete y MS.
8	 Margas dolomíticas.	Intercaladas con capas de evaporitas de y dolomías margosas.			Supramareal transito con el Keuper	XX Techo de la Fm. Cañete y MS.
9	 Capas bioclásticas cm, de base irregular.	Base plana o ligeramente erosiva con fragmentos de bioclastos mm. Ocasional gradación positiva y presencia de brechas de cantos planos.		<i>Dolopackstone-dolograinstone</i> , con abundantes restos bioclásticos generalmente recristalizados.	Niveles de tormenta.	X Fm. Cañete y MS.

Tabla 6.6. Descripción de las facies características del sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas, su distribución y abundancia en la MSD-II.

1) Bancos decimétricos de calcarenitas dolomíticas (*grainstones* oolíticos/bioclásticos) que presentan estratificación cruzada y planar, y ripples; 2) Alternancia centimétrica de niveles de dolomicritas y calcarenitas (*grainstones* oolíticos/bioclásticos) de grano fino con estructuras tractivas de pequeña escala; 3) Bancos de potencia centimétrica a métrica de *grainstones* oolíticos con base irregular y decenas de metros de amplitud; 4) Bancos centimétricos de dolomías grises con laminación microbiana con morfologías planares o ligeramente cómicas, que presentan huellas de retracción, porosidad móldica de evaporitas, estructuras tipo *tepee* y escasa bioturbación. Generalmente estas facies contienen algunos ejemplares de bivalvos y ostrácodos de pequeño tamaño; 5) Dolomicritas finamente laminadas que presentan laminación microbiana planar e irregular, abundante porosidad móldica de evaporitas, porosidad fenestral, algunas huellas de retracción y ocasionales brechas de cantos planos y blandos; 6) Dolomicritas irregulares parcialmente brechificadas, que presentan abundantes pseudomorfos de evaporitas, estructuras tipo *tepee*, brechas de colapso incipientes y huellas de retracción; 7) Brechas masivas intraformacionales; 8) Dolomicritas margosas con huellas de retracción, estructuras tipo *tepee* y ocasionales laminaciones microbianas; 9) Capas de

potencia centimétrica de acumulación de bioclastos de tamaño milimétrico (*packstone*) con base plana o ligeramente erosiva y ocasional gradación positiva.

Estas facies, que conforman un sistema de llanura de marea carbonática, bien individualmente o mediante la relación que presentan entre ellas, caracterizan los tres subambientes típicos de estos sistemas deposicionales: zona submareal, zona intermareal y zona supramareal (p. ej. Ren, 1986).

Las calcarenitas dolomíticas (facies 1) caracterizan la zona submareal y representan ambientes submareales someros energéticos donde se forman pequeñas barras calcareníticas (Fig. 6.15A) por la acumulación de bioclastos o de oolitos. Ocasionalmente estas facies presentan un color rojizo debido al alto contenido en óxidos de hierro y/o aparecen silicificados (Fig. 6.15C)

La alternancia centimétrica de calcarenitas y dolomicritas (facies 2), los bancos de *grainstones* oolíticos (facies 3), las dolomías grises microbianas planares a dómicas (facies 4) y las dolomías con laminaciones microbianas planares e irregulares con abundantes moldes de evaporitas (facies 5) caracterizan la zona intermareal. Las facies dominantes son: la facies 2, que representa una alternancia periódica entre momentos en los que la energía del medio es baja (dolomicritas) (Fig. 6.15B) y momentos de mayor energía representados por los niveles de calcarenitas (Reading, 1996); y las facies 4 y 5, formadas por la presencia de tapices algales o microbianos que atrapan el sedimento cuando quedan cubiertos por la lamina de agua (Fig. 6.15D). Es frecuente encontrar asociadas a estas facies estructuras típicas de la presencia de evaporitas (porosidad móldica de evaporitas (Fig. 6.15E, F) o estructuras tipo *tepee*) y señales de exposición subaérea periódica (huellas de retracción y ocasionales brechas de cantos planos). La mayor presencia de evaporitas y señales de exposición subaérea en las facies 5, indica que estas caracterizan una zona más alta dentro de la llanura intermareal.

Las facies que caracterizan la zona intermareal presentan poca bioturbación y poca fauna, encontrándose principalmente bivalvos y pequeños ejemplares de ostrácodos que junto con la presencia de evaporitas, indican ambientes restringidos y condiciones hipersalinas típicas de un ambiente somero en un clima árido. Los bancos de *grainstones* oolíticos (facies 3) presentan estratificación cruzada que disminuye de escala hacia techo y estructuras bidireccionales; se interpretan como relleno de canales mareales y solo están bien representados en la base del *Muschelkalk superior* de Cordillera Costero Catalana (Calvet et al., 1987).

Las dolomicritas irregulares (facies 6), las brechas intraformacionales (facies 7) y las dolomicritas margosas (facies 8) caracterizan la zona supramareal. Los niveles de brechas se interpretan como brechas de colapso debido a la disolución de evaporitas por aguas meteóricas (Fig. 15I, J, K). Las dolomicritas irregulares (Fig. 15G, H) y los niveles de brechas son las facies más abundantes, mientras que las dolomicritas margosas son menos abundantes y solo aparecen hacia techo de la megasecuencia, donde estas facies presentan un tránsito



Figura 6.15. Principales facies y microfacies de los sistemas deposicionales de llanura de marea carbonática (A-K) y de llanura de marea carbonática-terrágena (L-N). A) Banco métrico formado por la acumulación de niveles centimétricos de calcarenitas con estratificación cruzada (facies 1) (Fm. Cañete, columna de Serra, CI). B) Típica alternancia de niveles tractivos y micriticos de la zona intermareal (facies 2) (base Fm. Cañete, columna de Moya, CI). C) Grainstone oolítico dolomitizado y silicificado; con nicoles paralelos (arriba) con nicoles cruzados (abajo). D) Dolomía con laminación paralela microbiana (facies 4) (Fm. Cañete, Aguja de Santa Águeda, CI). E) Dolomicritas con abundante porosidad móldica de evaporitas (facies 5) (Fm. Cañete, columna Aguja de Santa Águeda, CI). F) Dolomicrita con laminación microbiana y porosidad móldica de evaporitas (Fm. Cañete, columna de El Molinar, CI). G) Niveles centimétricos de dolomicritas corrugadas por la presencia de evaporitas (facies 6) (Fm. Cañete, columna de Aguja de Santa Águeda, CI). H) Dolomicrita con porosidad móldica de evaporitas (facies 5). I) Niveles de brechas de colapso (facies 7) (Fm. Cañete, Aguja de Santa Águeda, CI). J) Secuencias somerizantes de potencia centimétrica-decimétrica formadas por dolomías con laminación microbiana (facies 4) y brechas de colapso (facies 7) (Fm. Cañete, columna de Serra, CI). K) Dolomicrita brechificada. L) Dolomías margosas con lingulas (facies 1) (Fm. Cañete, columna de Moya, CI). M) Nivel de acumulación de bioclastos con base erosiva (facies 6) (Fm. Cañete, columna de Henarejos, CI). N) Margas dolomíticas con niveles de evaporitas (facies 5).

gradual con los sistemas deposicionales de llanuras costeras fangosas con sabkha del Keuper. La gran cantidad de porosidad móldica y pseudormorfos de evaporitas, junto con la ausencia de marcas de vegetación y de restos fósiles, caracterizan un ambiente supramareal típico de un ambiente árido.

Los niveles de acumulación de bioclastos (facies 9) se interpretan como depósitos de tormenta. Estas facies son bastante frecuentes y suelen aparecer intercaladas a lo largo de toda la zona de estudio entre las facies de la zona intermareal, aunque pueden aparecer en cualquiera de los tres subambientes anteriormente citados.

Estas facies aparecen bien conservadas de forma individual, y se asocian formando secuencias somerizantes tipo *muddy* y *grainy* (similares a las descritas por James (1984)), que son frecuentes en la base de la Fm. Cañete y a base y techo del *Muschelkalk superior*; y pequeñas secuencias somerizantes de potencia centimétrica-decimétrica formadas fundamentalmente por los términos inter- y supramareales (Fig. 6.15J), que son muy frecuentes hacia el techo de las unidades carbonáticas. En la Cordillera Costero Catalana también se han descrito secuencias *thinning-upwards* por relleno de canales en el *Muschelkalk superior* (Calvet et al., 1987).

En general estas facies caracterizan la instalación de un sistema de llanuras de marea carbonática en un clima árido. La distribución y abundancia de estas facies, indican que estos sistemas deposicionales tendrían una extensión mucho menor que los de la megasecuencia anterior. La presencia de facies más energéticas en la zona submareal indica una cierta agitación en el sistema, que además se vería afectado periódicamente por momentos de mayor energía, como señalan la presencia de abundantes niveles de tormenta. Estos sistemas son similares a los descritos en el Cretácico de las Cordilleras Béticas (Fm. Villa de Ves) por Martín-Chivelet (1992).

Estos sistemas deposicionales están bien representados en la base de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica, en el techo de la Fm. Cañete en la zona oriental de la Cordillera Ibérica, en la base y el techo del *Muschelkalk superior* en las Catalánides meridionales, y en la parte superior de la Fm. Monte Toro en Menorca (Fig. 6.14).

- **Sistema deposicional de llanuras de marea mixtas**

Se trata de un sistema deposicional somero mixto carbonático-lutítico, que presentan cantidades variables de material detrítico y de evaporitas. Las principales facies que representan este sistema deposicional, recogidas en la tabla 6.7 e ilustradas en la figura 6.15, son:

1) Bancos centimétricos de dolomías margosas ocreas con braquiópodos oportunistas (*Lingulas*); 2) Dolomicritas grises que presentan laminación microbiana planar o ligeramente irregulares que presentan abundantes pseudormorfos de evaporitas y ocasionalmente están

parcialmente brechificadas; 3) Dolomicritas margosas grises con moldes y pseudomorfos de evaporitas, huellas de retracción, estructuras tipo *tepee* y ocasionales laminaciones microbianas; 4) Brechas masivas intraformacionales; 5) Margas dolomíticas de color gris a ocre que ocasionalmente presentan niveles centimétricos de evaporitas intercalados (Fig. 6.15L); 6) Bancos de potencia decimétrica de acumulación de bioclastos de tamaño centimétrico que presentan textura *grainstone-packstone*.











Sistema deposicional de llanura de marea carbonática-terrágena						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	 Dolomías margosas ocre con <i>Lingulas</i> .	Presentan porosidad móldica de evaporitas. Los braquiópodos están bien conservados.		<i>Dolomudstone</i> .	Intermareal.	X techo Fm. Cañete.
2	 Dolomicritas con laminación microbiana con porosidad de evaporitas.	Abundantes pseudomorfos y moldes de evaporitas. Parcialmente brechificadas.		Dolomicritas brechificadas, ocasionalmente laminadas, presentan abundante porosidad móldica de evaporitas, secundaria.	Intermareal.	X X X techo de la Fm. Cañete
3	 Dolomicritas margosas	Porosidad móldica de evaporitas. Huellas de retracción. Estructuras tipo <i>tepee</i> . Ocasionales laminación microbianas.		Dolomicritas laminadas, con abundante porosidad secundaria de evaporitas y fractura, y pseudomorfos de sales.	Intermareal.	X X X Techo de la Fm. Cañete
4	 Brechas masivas intraformacionales (brechas de colapso)	Brechias intraformacionales heterométricas causadas por la disolución de evaporitas.		Dolomicritas brechificadas.	Supramareal (shabkha)	X X techo de la Fm. Cañete
5	 Margas y dolomías margosas, con nodulos de evaporitas y costras de sales.	Tepees, huellas de retracción, algunas laminaciones estromatolíticas.		Dolomicritas brechificadas, con abundante porosidad móldica de evaporitas y secundaria agrandada.	Supramareal con alguna influencia continental.	X X Techo de la Fm. Cañete
6	 Capas dm de acumulación de bioclastos.	Base erosiva. Bioclastos de tamaño cm bien conservados.		<i>Dolograinstone-dolopackstone</i> con abundantes restos fósiles bien conservados.	Niveles de tormenta.	X X techo Fm. Cañete

Tabla 6.7. Descripción de las facies características del sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas-terrágenas, su distribución y abundancia en la MSD-II.

Estas facies conforman un sistema de llanura de marea mixta (carbonática-lutítica), y caracterizan dos de los tres subambientes típicos de las llanuras de marea: zona intermareal y zona supramareal (p.ej.: Ren, 1986).

La facies 1 (dolomías margosas con *Lingulas*) y la facies 2 (dolomicritas con laminaciones microbianas y evaporitas) caracterizan la zona intermareal. Las dolomías margosas con ripples se interpretan como depósitos someros afectados por las mareas. Las dolomías margosas con *Lingulas* (braquiópodo oportunista) (Fig. 6.15I) aparecen de forma puntual y caracterizan medios sometidos a estrés ambiental, seguramente debido a que reciben aportes de material o de agua del continente y presentan una salinidad anormal (Márquez-Aliaga et al., 1999; Escudero-Mozo et al., 2015). La gran acumulación de língularias que aparecen en ciertos niveles de Moya y Bugarra, sugieren eventos de mortalidad en masa, causados por entradas abruptas de agua dulce en el medio marino que provocan la rápida caída de la salinidad (por debajo de 20 psu, de acuerdo a Márquez-Aliaga et al., 2007). Todo indica que estas facies caracterizan medios someros que reciben aportes frecuentes de material detrítico y de agua dulce.

La facies 2, están formadas por la presencia de tapices algares o microbianos que atrapan el sedimento cuando quedan cubiertos por la lamina de agua. La presencia de laminación irregular, de abundantes moldes de evaporitas y de las señales de exposición subaérea, indica condiciones hipersalinas típicas de un ambiente somero en un clima árido que periódicamente queda expuesto.

Las dolomicritas margosas (facies 3), las brechas intraformacionales (facies 4) y las margas dolomíticas (facies 5) caracterizan la zona supramareal. Los niveles de brechas se interpretan como brechas de colapso debido a la disolución de evaporitas por aguas meteóricas. Las dolomicritas y los niveles de brechas son las facies más abundantes, mientras que las margas y las dolomías margosas son menos abundantes y solo aparecen hacia techo de la megasecuencia, donde estas facies presentan un tránsito gradual con los sistemas deposicionales de llanuras costeras fangosas con sabkha del Keuper. Ocasionalmente, en los niveles de dolomías se han encontrado restos de vertebrados (ver capítulo 4, Lámina VII: 2-4) (López-Gómez, 1985). La gran cantidad de porosidad móldica y pseudormorfos de evaporitas, junto con la ausencia de marcas de vegetación y de restos fósiles, caracterizan un ambiente supramareal típico de un ambiente árido, que presenta un balance hídrico negativo, donde se forman pequeñas charcas carbonático-evaporíticas (sabkha).

La facies 6, que constituye niveles centimétricos a decimétricos de acumulación de fósiles bien conservados (*grainstones-packstone*) que presentan base erosiva (Fig. 6.15M), sólo aparecen a techo de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica, y normalmente están intercaladas entre las facies intermareales. Estos niveles son importantes ya que de ellos procede gran parte de los fósiles descritos en esta unidad y los únicos con valor cronoestratigráfico. Contienen principalmente bivalvos de tamaño centimétrico y en menor medida gasterópodos, braquiópodos, ocasionales conchas de ammonites, conodontos, restos microscópicos de peces y foraminíferos.

Estas facies aparecen bien conservadas individualmente, y suelen agruparse formando secuencias decimétricas somerizantes inter-supramareales. Siendo la secuencias más típica la formada de base a techo por; dolomicritas irregulares (facies 2); dolomías margosas (facies 3); brechas intraformacionales (facies 4); y margas (facies 5). Las dolomías con *Lingula* aparecen de forma puntual, pero cuando lo hacen están siempre en la base de la secuencia.

En general estas facies caracterizan la instalación de un sistema de llanuras de marea mixto carbonática-terrágeno en un clima árido. La distribución y abundancia de estas facies, indican un aumento en el contenido en terrígenos y de las evaporitas hacia los términos más someros, y presentan un tránsito gradual con las facies Keuper. La presencia de los niveles de tormenta tan potentes (facies 6) indica que el medio se vería afectado cada cierto tiempo por fuertes tormentas.

Estos sistemas solo aparecen a techo de la Fm. Cañete en la zona central de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.14), y son similares a los descritos a techo de las Dolomías y margas de Albarracín (Pérez-Arlucea, 1987b)

- ***Sistema deposicional de rampa interna***

Se trata de un sistema submareal carbonático somero constituido por dos asociaciones de facies, de alta y baja energía. Las facies que representan este sistema deposicional están recogidas en la tabla 6.8 e ilustradas en la figura 6.16.

Sistema deposicional de rampa interna						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	Dolomías grises y dolomías margosas muy bioturbadas.	Capas cm nodulares con intercalaciones cm de niveles más margosos o tableados.		Dolomicritas peloidales y <i>dolopackstone-dolowackestone</i> , con bioturbación y restos bioclásticos ocasionalmente bien conservados.	Submareal de baja energía (<i>lagoon</i>).	× × × Fm. Cañete, MS y Fm. Monte Toro.
2	Dolomías grises y dolomías margosas tableadas.	Bancos cm, ocasionalmente dan aspecto lajoso. Bioturbación moderada.		Dolomicritas peloidales y <i>dolomudstone-dolowackestone</i> , restos bioclásticos ocasionalmente bien conservados.		× × × Fm. Cañete, MS y Fm. Monte Toro.
3	Capas cm-dm bioclásticas o de calcarenitas de grano fino, normalmente de aspecto masivo.	Base plana o ligeramente erosiva con fragmentos de bioclastos mm-cm. A veces se puede reconocer la gradación positiva.		<i>Dolopackstone-dolograinstone</i> , con abundantes restos bioclásticos generalmente recristalizados.	Niveles de tormenta.	× × Fm. Cañete, MS.
4	Capas dm-m de calcarenitas dolomíticas bioclásticas y/o oolíticas, con estratificación cruzada de pequeña escala.	Estratificación cruzada y planar, laminación paralela y ripples.		<i>Dolograinstone-dolopackstone</i> con pasadas ocasionales de granos de cuarzo.	Submareal de alta energía (<i>Shoals</i>).	× × × Fm. Cañete, MS y Fm. Monte Toro.

Tabla 6.8. Descripción de las facies características del sistema deposicional de rampa interna protegida y de shoals, su distribución y abundancia en la MSD-II.

Asociación de facies de baja energía

1) Bancos centimétricos de dolomías y dolomías margosas peloidales/bioclásticas (*packstone-wackestone*) muy bioturbadas que presentan aspecto nodular y color gris (Fig. 6.16A, B, F) y; 2) Dolomías y dolomías margosas gris-ocres (*mudstone-wackestone*) tableadas moderadamente bioturbadas (Fig. 6.16C, G), que cuando presentan un mayor contenido en margas dan un aspecto lajoso (Fig. 6.16D); y 3) Niveles centimétricos de acumulación de bioclastos de tamaño milimétrico (*grainstone-packstone*) (Fig. 6.16E, H).

Las facies dominantes son las dolomías tableadas (facies 1) y nodulares (facies 2), que se interpretan como depositadas en ambientes tranquilos por decantación de fangos. Suelen aparecer intercaladas entre sí y presentan abundantes niveles de acumulación de bioclásticos (facies 3), que se interpretan como niveles depositados durante episodios de tormenta. Suelen formar tramos bastante homogéneos que van desde unos pocos centímetros a decenas de metros, sin que haya una organización secuencial de las facies (Fig. 6.16 B, C). Ocasionalmente, a techo de estos tramos, estas facies aparecen asociadas con facies intermareales formando pequeñas secuencias centimétricas-decimétricas somerizantes centimétrica-decimétrica (Fig. 6.16D).

La fauna presente en este medio es bastante abundante aunque presenta poca diversidad específica. Los fósiles más abundantes son los bivalvos, aunque también se encuentran algunos ammonites, foraminíferos, gasterópodos, braquiópodos, abundantes fragmentos de equinodermos, dientes de tiburones, conodontos, algunos restos de algas e incluso un fragmento de coral (ver capítulo 4, Lámina VII, 1). Por otra parte la abundante bioturbación de las facies indica una buena oxigenación del medio (Savrda y Bottjer, 1986; Martín, 2004).

En general estas facies caracterizan medios submareales someros bien oxigenados (*lagoon*) que ocasionalmente pueden ser restringidos, donde domina la sedimentación de

fangos calcáreos (peloidales y bioclásticos) muy bioturbados, que solo se ven afectados por condiciones de alta energía durante las tormentas, que en este caso son frecuentes.

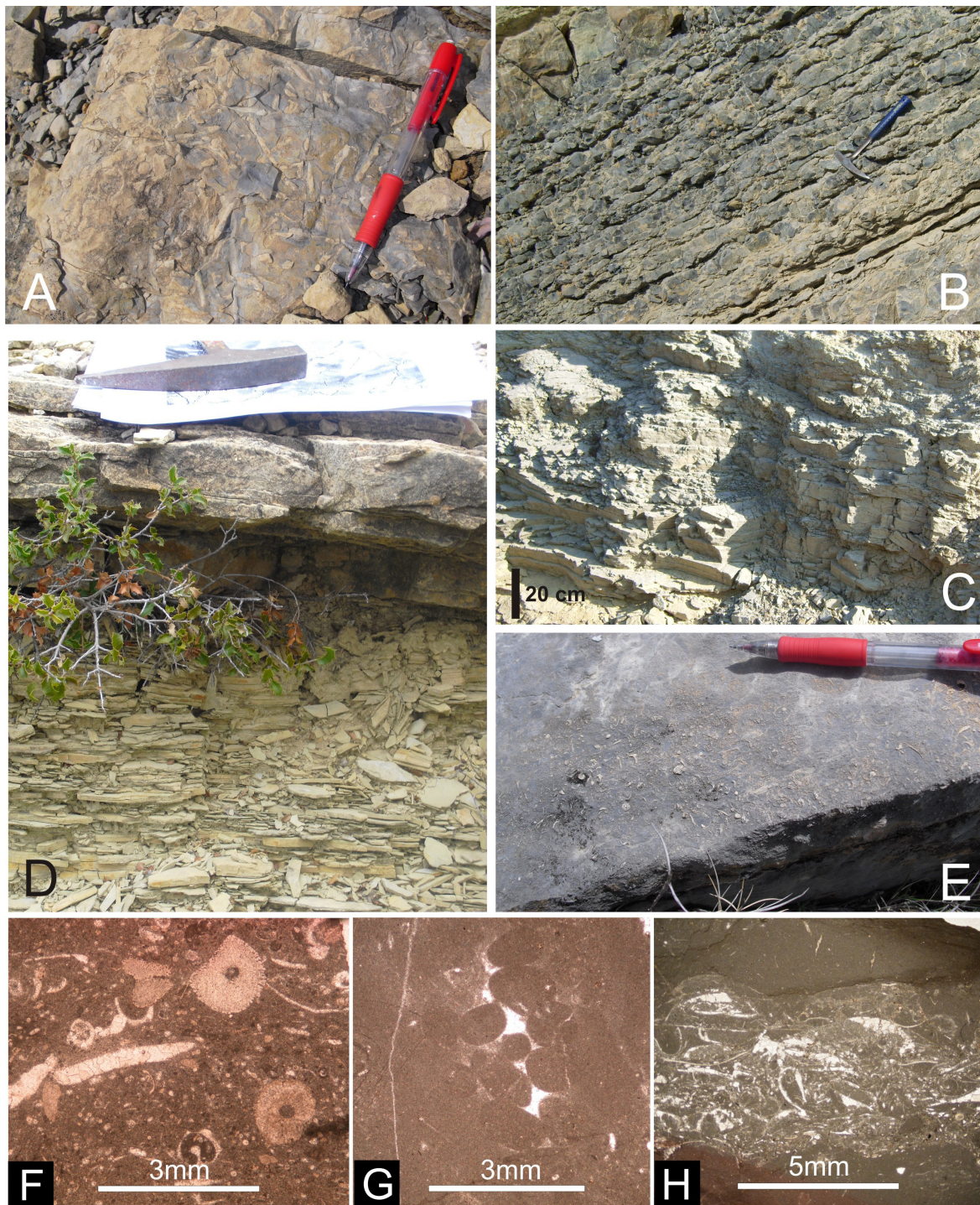


Fig.6.16. Principales facies y microfacies de los sistemas deposicionales rampa interna de baja energía. A) Dolomía intensamente bioturbada (facies 1) (Fm. Cañete, columna de El Paraíso, CI). B) Calizas margosas nodulares (facies 1) (Fm. Cañete, columna de Jarafuel, CI). C) Calizas margosas de aspecto tableado (facies 2) (Fm. Cañete, columna de Jarafuel, CI). D) Calizas margosas ocreas de aspecto lajoso (facies 2) (Fm. Cañete, columna de Henarejos, CI). E) Nivel centimétrico de acumulación de bioclastos (facies 3) (Fm. Cañete, columna de El Molinar, CI). F) Packstone de bivalvos, restos de equinodermos, gasterópodos y foraminíferos (facies 1) (Fm. Cañete, columna de Henarejos, CI). G) Mudstone con un tubo de bioturbación relleno de pellets fecales (facies 2) (Fm. Cañete, CI). H) Mudstone con un nivel de acumulación de bioclastos (facies 3) intercalado (Fm. Cañete, columna de El Molinar, CI).

Estos sistemas están bien representados en la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica, en el *Muschelkalk superior* en la Cordillera Costero Catalana y en la Fm. Monte Toro en Menorca (Fig. 6.14).

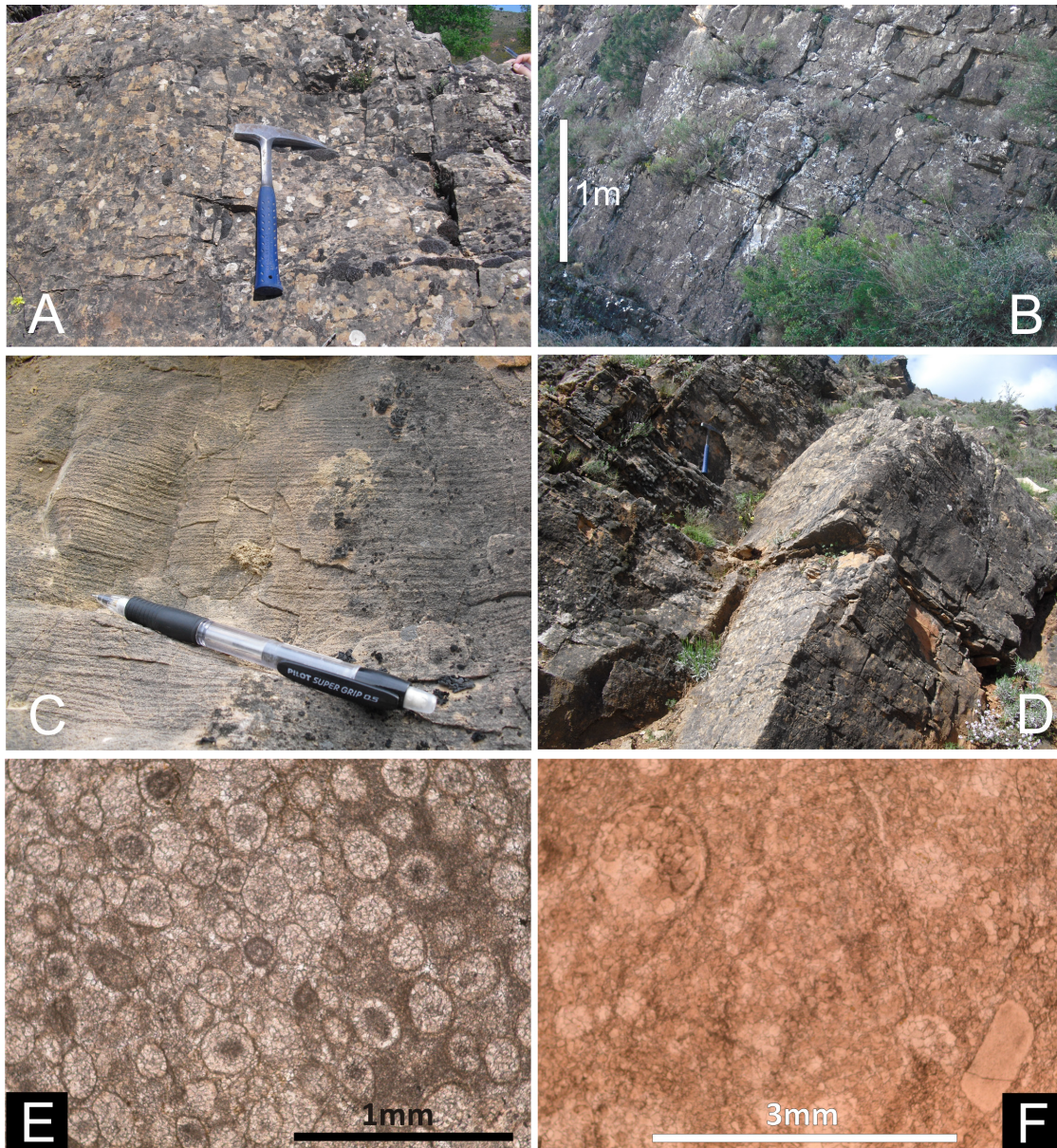


Fig.6.17. Principales facies y microfacies de los sistemas deposicionales de shoals. A, B) Bancos de potencia decimétrica a métrica de calcarenitas con estratificación cruzada (Fm. Cañete, columna de Cañete y columna de El Molinar, respectivamente, CI). C) Detalle de estratificación cruzada de un banco de calcarenitas (Fm. Cañete, columna de Cañete, CI). D) Bancos masivos de calcarenitas dolomitizados, (Fm. Cañete, columna de Cañete, CI). E) Grainstone oolítico dolomitizado. F) Packstone bioclástico dolomitizado donde se ven fantasmas de bivalvos y restos de equinodermos (Fm. Cañete, Henarejos, CI).

Asociación de facies de alta energía

1) Bancos decimétricos a métricos de *grainstones* oolíticos y/o *grainstone-packstone* bioclásticos (Fig. 6.17E, F), que presentan por base erosiva, estratificación cruzada de surco y planar, y ripples a techo (Fig. 6.17A, B, C). Los niveles bioclásticos están formados

mayoritariamente por fragmentos de conchas (principalmente bivalvos) y por restos de equinodermos (Fig. 6.17F). Estas facies suelen aparecer muy dolomitizadas formando bancos de aspecto muy masivo que dan mucho resalte en campo (Fig. 6.17D).

Estas facies representan barras calcareníticas (*shoals*) depositadas en ambientes submareales de alta energía. Generalmente, y sobre todo a techo de los bancos, estas facies suelen aparecer asociadas con facies intermareales formando pequeñas secuencias somerizantes tipo *grainy* de escala centimétrica (similares a las descritas por James, 1984).

La distribución horizontal y la relación que presentan estas facies de *shoals* con los otros sistemas deposicionales nos indica que aparecen de dos formas; 1) Formando extensos sistemas *shoals* que cubren amplias zonas de la plataforma (base de la Fm. Cañete y de la Fm. Monte Toro). En este caso, al igual que en la Megasecuencia-I, sobre estas facies frecuentemente aparecen depositadas facies de rampa interna protegida; esta sucesión se puede deber tanto a un cambio de facies debido a una reestructuración de la rampa carbonática como a una progradación del sistema; y 2) Formando un cinturón de facies dentro de una plataforma más estructurada. En este caso pueden aparecer formando secuencias somerizantes de tamaño decimétrico a métrico donde la sucesión de facies es, de base a techo: facies de *shoals*, facies de *lagoon* y facies intermareales.

Estos sistemas están bien representados en la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica, en el *Muschelkalk superior* (techo unidad Benifallet) en las Catalánides meridionales y en la Fm. Monte Toro en Menorca (Fig. 6.14).

- **Sistema deposicional de rampa media**

Se trata de un sistema deposicional carbonático de baja energía. Las facies que representan estos ambientes deposicionales, recogidas en la tabla 6.9 e ilustradas en la figura 6.18, son:

1) Bancos centimétricos de calizas bioclásticas grises-amarillas de aspecto nodular (*mudstone-wackestone*) y calizas margosas frecuentemente bioturbadas que contienen algunos bivalvos (Fig. 6.18A, B, C); 2) Bancos decimétricos de dolomías grises masivas o que presentan laminación microbiana mal conservada; 3) Capas de potencia centimétrica de dolomías de aspecto nodular e intensamente bioturbadas donde se observan frecuentes laminaciones microbianas planares o ligeramente dómicas; 4) Capas centimétricas de calizas bioclásticas (*packstone*) gris oscuras que presentan estratificación cruzada de tipo *hummocky* y ripples (Fig. 6.18D, F); y 5) Niveles de escala centimétrica de calcarenitas bioclásticas de grano fino (*grainstone-packstone*) que ocasionalmente presentan gradación positiva (Fig. 6.18I). Es frecuente encontrar conchas de ammonites en las facies 1, 3 y 4 (Fig. 6.18G, H). Ocasionalmente, asociadas a estas facies se encuentran superficies intensamente bioturbadas y con alto contenido en hierro que se han interpretado como superficies de *hardgrounds* o *hardgrounds* incipientes (Fig. 6.18E) generados durante etapas en las que la tasa de sedimentación es baja o nula.

Sistema deposicional de rampa media						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	Capas cm de calizas bioclásticas gris/amarillas y calizas margosas.	Capas nodulares. Moderadamente bioturbadas.		<i>Wackestone-mudstone.</i>	Rampa media (entre el NBO _n y el NBO _t)	× × × Fm. Cañete, MS y Fm. Arenal d'en Castell.
2	Bancos cm de calizas grises masivas o con laminación microbiana.	La laminación microbiana suele estar mal conservada.				×
3	Capas cm de dolomías nodulares intensamente bioturbadas con laminación microbiana.	Laminación microbiana planar o ligeramente cómica. Ripples ocasionales. Niveles puntuales con restos de plantas.		<i>Mudstone</i>		×
4	Calizas grises con estratificación cruzada tipo <i>hummocky</i> .	Laminación cruzada. Ripples de oscilación ocasionales.		<i>Packstone.</i>	Niveles de tormenta.	×
5	Capas cm de calcarenitas de grano fino.	Base plana o ligeramente erosiva con fragmentos de bioclastos mm. A veces se puede reconocer la gradación positiva.		<i>Grainstone-packstone</i> , con abundantes restos bioclásticos generalmente recristalizados.		× × Fm. Cañete, MS y Fm. Arenal d'en Castell.

Tabla 6.9. Descripción de las facies características del sistema deposicional de rampa media, su distribución y abundancia en la MSD-II.

Las calizas bioclásticas nodulares y las calizas margosas (facies 1) son las facies dominantes. Estas facies caracterizan un ambiente submareal de baja energía donde domina la decantación de fango calcáreo y al que llegan aportes de material detrítico de la zona más somera, y que seguramente son las causantes de la bioturbación moderada que presentan estas facies. La facies 2, aunque está mal conservada, indica la presencia ocasional de microbialitas dentro de estos ambientes. Las facies 4 y 5 representan episodios más energéticos y se interpretan como niveles depositados durante una tormenta. La distribución y relación de las facies 1 y 2 con facies interpretadas como de rampa externa (ver sistema deposicional de rampa externa) junto con la presencia de laminación *hummocky*, permiten interpretar estas facies como depositadas en medios submareales tranquilos de rampa media, entre el nivel de base del oleaje normal (NBO_n) y el nivel de base del oleaje de tormenta (NBO_t). La presencia de laminaciones microbianas en estos medios ha sido descrita por otros autores (e.g. Pruss and Bottjer, 2004; Woods, 2009).

Estas facies aparecen formando tramos muy homogéneos de varias decenas metros, donde debido a la monotonía de las propias facies y a la falta de indicadores de batimetría es difícil definir tendencias. De todas formas se considera que las superficies intensamente bioturbadas con *hardground* incipientes corresponden con los momentos de máxima profundidad, cuando la tasa de sedimentación es menor (Escudero-Mozo et al., 2014). Estos sistemas son similares a los descritos en el *Muschelkalk superior* de la Cuenca Alemana por Kostic y Aigner (2004).

Por su parte, la intensa bioturbación y la dolomitización que presenta la facies 3 dificulta su interpretación, pero basándonos en las características que se conservan, en la ausencia de señales de exposición subaérea, y en su relación con las facies infra- y suprayacentes, se interpretan como facies depositadas en medios submareales de baja energía abiertos, bien oxigenados y situados en general por debajo del nivel de base del oleaje normal (rampa media). La presencia ocasional de ripples a techo de algunos de los bancos, puede indicar una ligera somerización del medio que quedaría situado por encima del NBO_n. Estas facies suelen aparecer formando tramos bastante monótonos, de entre 10 y 20 m, y asociadas a facies de

shoals, formando secuencias somerizantes de escala decamétrica. Facies similares han sido descritas en toda la Cordillera Costero Catalana por Mercedes-Martín et al. (2013).

En esta megasecuencia, estos sistemas deposicionales aparecen bien representados en el *Muschelkalk superior* de las Catalánides meridionales, en la Fm. Arenal d'en Castell en Menorca, y en la parte inferior de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica (Fig. 6.14).

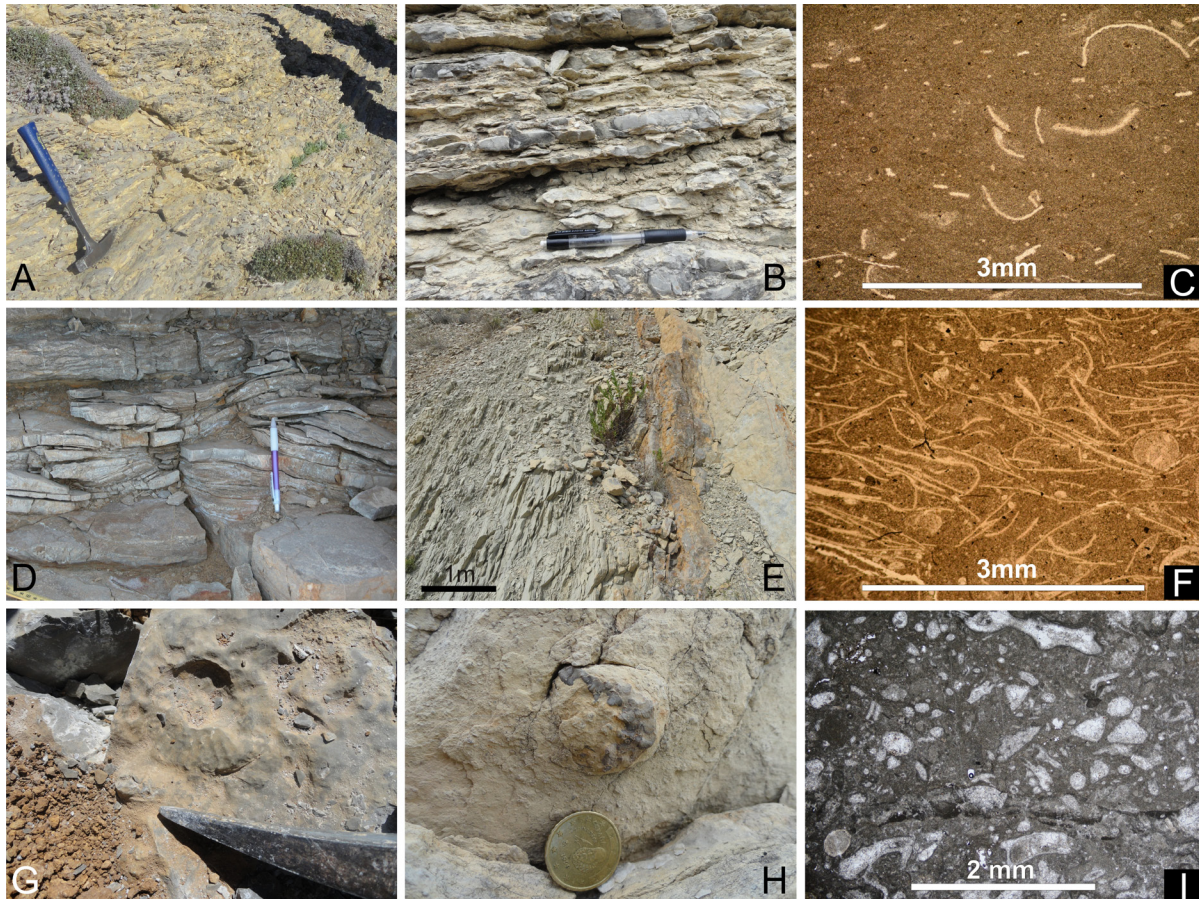


Fig.6.18. Principales facies y microfacies de los sistemas deposicionales de rampa media. A, B) Niveles centimétricos de calizas y calizas margosas gris amarillentas de aspecto nodular (facies 1) (Fm. Arenal d'en Castell, columna de Arenal d'en Castell, Menorca); C) Wackestone-mudstone de bivalvos (facies 1). D) Calizas grises bioclásticas que presentan estratificación cruzada tipo hummocky (facies 4) (Fm. Arenal d'en Castell, columna de Punta d'es Vernis, Menorca). E) Superficie de hardground dentro de las facies de rampa media (unidad Rasquera, columna de Venta de Camposines, CCC). F) Packstone de bivalvos y gasterópodos (facies 4). G, H) Ammonites asociados a las calizas de rampa media (Fm. Arenal d'en Castell y unidad Rasquera, columnas de Arenal d'en Castell y Venta de Camposines, Menorca y CCC, respectivamente). I) Packstone de bioclastos recrystalizados (facies 5).

- **Sistema deposicional de rampa externa**

Se trata de un sistema deposicional carbonático de baja energía donde domina la sedimentación de fango calcáreo y de material detrítico. Las facies de estos ambientes deposicionales están recogidas en la tabla 6.10 e ilustradas en la figura 6.19.

Este sistema deposicional está representado por cinco facies (Escudero-Mozo et al., 2014); 1) Bancos de potencia centimétrica de calizas bioclásticas (*packstone*) gris oscuro de

aspecto nodular que presentan intercalaciones centimétricas de niveles de lutitas (Fig. 6.19A, B). Los bancos de calizas están intensamente bioturbadas, presentan abundantes nódulos de sílex (Fig. 6.19D, E), ammonites (Fig. 6.19B), foraminíferos y bivalvos (Fig. 6.19K), y se interpretan como niveles condensados. 2) Bancos centimétricos de lutitas y calizas margosas (*packstone*) negras con alto contenido en materia orgánica que indican condiciones de anoxia (Fig. 6.19H); 3) Bancos centimétricos de calizas bioclásticas (*wackestone-packstone*) de color gris oscuro y dolomías margosas con *Daonella* que presentan un aspecto nodular o tableado (Fig. 6.19F), que no muestran señales de bioturbación. La ausencia de bioturbación sugiere un medio con baja o moderada oxigenación; 4) Capas centimétricas de calizas nodulares de color gris oscuro y gris moderada o intensamente bioturbadas (*packstone*) (Fig. 6.19G). Los niveles de calizas se caracterizan por presentar abundantes bivalvos nectónicos (*Daonella*) y planctónicos (*Bositra*) (Fig. 6.19I, J) de mar abierto, y numerosas conchas de ammonites (Fig. 6.19C); 5) Superficies intensamente bioturbadas que presenta un alto contenido en hierro, interpretadas como superficies de *hardground* formados durante momentos en los que la tasa de sedimentación era nula o muy baja (Fig. 6.19L). Ocasionalmente asociadas a estas superficies aparecen procesos de silicificación que afecta principalmente a las bioturbaciones (Fig. 6.19M).










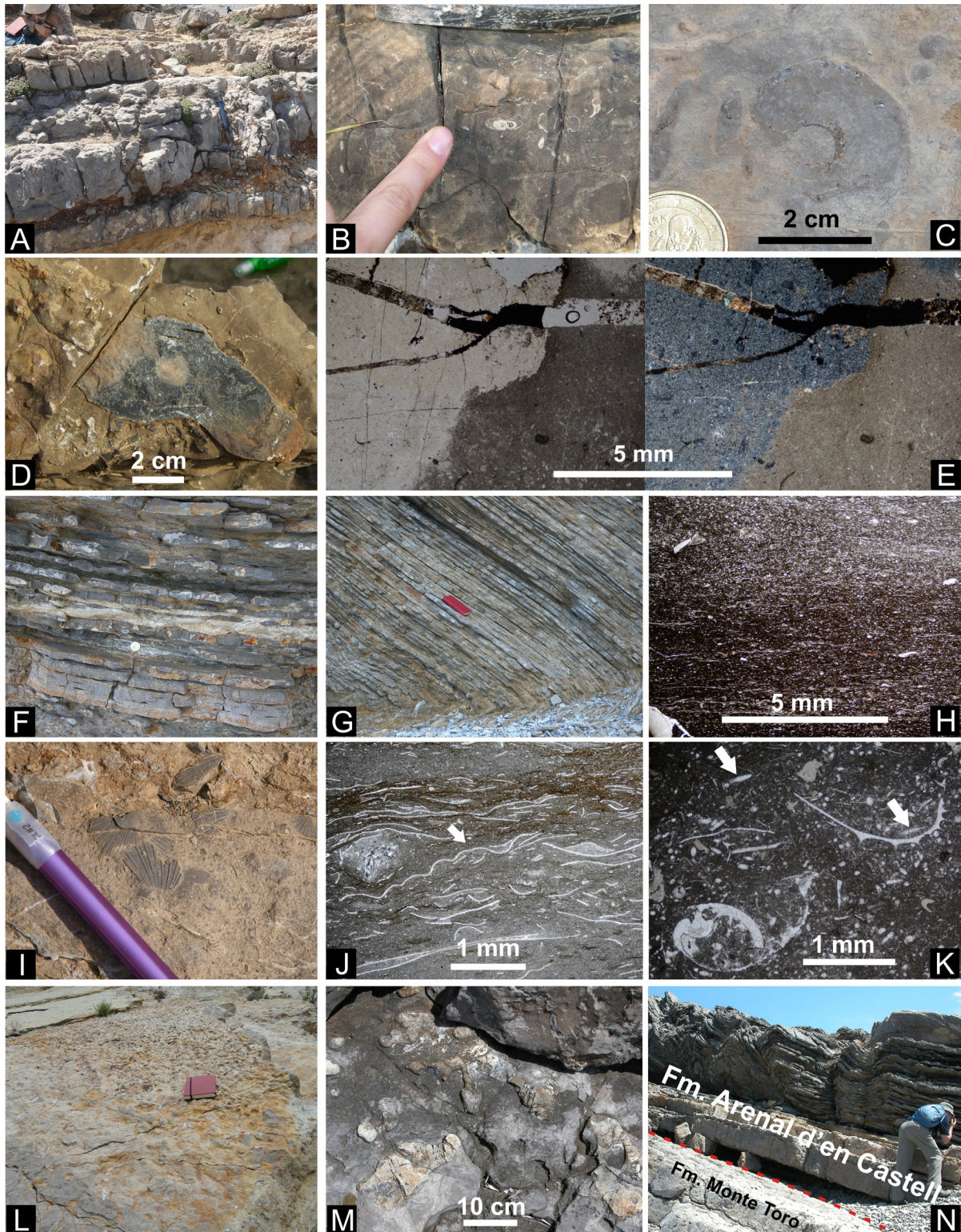
Sistema deposicional de rampa externa						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	 Calizas grises con nódulos de sílex y ammonites.	Aspecto nodular. Bioturbación moderada-intensa. Frecuentes superficies de <i>hardground</i> . Niveles de lutitas cm intercalados.		<i>Packstone</i> .	Rampa externa (niveles condensados).	X Fm. Cañete y Fm. Arenal d'en Castell
2	 Calizas margosas negras.			<i>Packstone</i> .	Rampa externa (baja oxigenación del medio).	X MS y base Fm. Arenal d'en Castell
3	 Niveles cm de micritas gris oscuro y dolomías margosas con <i>Daonellas</i> .	Bancos nodulares y tableados. Laminación horizontal.		<i>Wackestone-packstone</i> .	Rampa externa (baja-moderada oxigenación del medio).	X X Fm. Cañete, MS y Fm. Arenal d'en Castell
4	 Capas cm de micritas gris oscuras y grises seminodulares.	Bancos seminodulares. Bioturbación intensa-moderada.		<i>Wackestone</i> .	Rampa externa (medio bien oxigenado).	X X Fm. Cañete, MS y Fm. Arenal d'en Castell
5	 Superficie de <i>hardground</i>	Intensamente bioturbada. Alto contenido en hierro. En algunas zonas presenta silicificación.			Rampa externa (baja o nula tasa de sedimentación).	X X Fm. Cañete, MS y Fm. Arenal d'en Castell

Tabla 6.10. Descripción de las facies características del sistema deposicional de rampa externa, su distribución y abundancia en la MSD-II.

Fig.6.19. Principales facies y microfacies de los sistemas deposicionales de rampa externa. A) Bancos centimétrico a decimétricos de calizas grises intensamente bioturbadas con nódulos de sílex y ammonites, intercalados con niveles centimétricos de margas (facies 1) (Fm. Arenal d'en Castell, columna de Arenal d'en Castell, Menorca). B) Dolomía gris oscura con ammonites, bivalvos y nódulos de sílex (facies 1) (Fm. Cañete, columna de Aguja de Santa Águeda, CI). C) Niveles bioturbados con ammonites (Fm. Arenal d'en Castell, columna de Arenal d'en Castell, Menorca) (facies 4). D) Nódulos de sílex dentro de los niveles condensados (Fm. Cañete, columna de Aguja de Santa Águeda, CI). E) *Packstone* parcialmente silicificado (nódulos de sílex); con nicoles paralelos (izquierda), con nicoles cruzados (derecha) (facies 1). F) Niveles centimétricos de calizas gris oscuro tableadas y nodulares (facies 2) (Fm. Arenal d'en Castell, columna de Arenal d'en Castell, Menorca). G) Niveles centimétricos de calizas nodulares de color gris moderada o intensamente bioturbadas (facies 4) (Fm. Arenal d'en Castell, columna de Arenal d'en Castell, Menorca). H) *Packstone* con alto contenido en materia orgánica (facies 2). I) *Daonellas* presentes en las facies de rampa externa (Fm. Arenal d'en Castell y, columna de Arenal d'en Castell, CCC). J) *Packstone* con abundantes bivalvos de concha fina incluyendo *Daonella* (flechas blancas). K) *Packstone* que contiene abundantes conchas de bivalvos, y foraminíferos (flechas blancas) (facies 1). L) Superficie *hardground* con alto contenido en hierro en el límite entre la unidad Benifallet y la unidad Rasquera (facies 5) (columna de Venta de Camposines, CCC). M) Superficie de *hardground* con las bioturbaciones silicificadas (facies 5) (Fm. Arenal d'en Castell, columna de Arenal d'en Castell, Menorca). N) Contacto abrupto entre la Fm. Monte Toro y la Fm. Arenal d'en Castell que marca la base de las facies de rampa externa (columna de Arenal d'en Castell, Menorca).

Estas facies se interpretan como depósitos de ambientes de baja energía relativamente profundos en la zona de rampa externa, por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta (NBot), donde puntualmente se registran momentos de anoxia (lutitas negras) en el medio, debidas seguramente a una estratificación de las aguas (Escudero-Mozo et al., 2014). Constituyen las facies más profundas de las rampas carbonáticas del Triásico Medio en las zonas de estudio.



Estas facies aparecen formando dos tipos de sucesiones, que de base a techo están formadas por las siguientes facies: 1) superficie de *hardground* (facies 5); niveles condensados (facies 1); lutitas y calizas margosas (facies 2); calizas bioclásticas y dolomías margosas con *Daonella* (facies 3) y calizas nodulares (facies 4) (Fig. 6.20B; 2) superficie de *hardground* (facies 5); calizas bioclásticas y dolomías margosas con *Daonella* (facies 3) y calizas nodulares (facies 4) (Fig. 6.20A). En general la sucesión de facies de rampa externa, se observa un aumento en la bioturbación y una disminución de los aportes de detríticos, que indican un incremento en la oxigenación del medio y la producción de carbonatos (Escudero-Mozo et al., 2014). Estas facies siempre aparecen asociadas con facies de rampa media, formando secuencias somerizantes de potencia métrica.

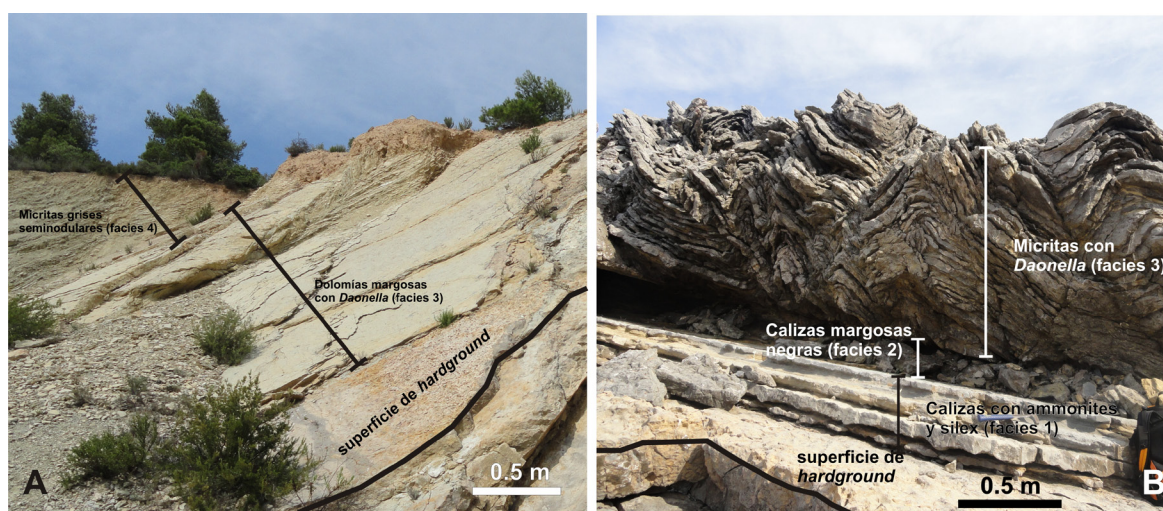


Figura 6.20. Aspecto típico que presentan las facies de rampa externa en campo.

Cabe destacar que estas facies se sitúan siempre de forma abrupta (Fig. 6.19N: 6.20A-B) sobre facies típicas de sistemas deposicionales de rampa interna o de llanuras de marea, y caracterizan un evento de *drowning* causado por una rápida subida del nivel del mar. Como consecuencia de esta subida del nivel del mar se produce un ahogamiento temporal de la fábrica de carbonatos, que genera un periodo en el cual la tasa de sedimentación es muy baja o nula y se desarrollan las superficies de *hardground* (facies 5). Poco a poco la producción de carbonatos se va recuperando generándose una sedimentación condensada (facies 1), y finalmente se instalan condiciones de rampa externa con una producción normal de carbonatos (facies 2, 3 y 4) (Escudero-Mozo et al., 2014). Este evento se reconoce en todas las zonas de estudio, y suele estar marcado por la primera aparición del ammonite *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics), que marca la base del Ladinense.

Son medios similares a los descritos en el miembro superior de la Fm. Cehegín y la Fm. Silex (facies 7) en las Cordilleras Béticas (Pérez-Valera y Pérez-López, 2008) o en el *Muschelkalk superior* de la Cordillera Costero Catalana (Calvet et al., 1987).

Este sistema deposicional está bien representado en el *Muschelkalk superior* en la Cordillera Costero Catalana (unidad Rasquera y Tivissa), en la base de la Fm. Arenal d'en Castell en Menorca y de forma puntual en dos columnas (Agujas de Santa Águeda y Bugarra) de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.15).

6.3.2. Análisis secuencial de la MSD-II

6.3.2.1. Mega-cortejos sedimentarios

El análisis de la distribución y evolución de los sistemas deposicionales dentro de las unidades que componen la MSD-I, han permitido distinguir tres megacortejos sedimentarios dentro de esta megasecuencia: el megacortejo de bajo nivel del mar ("*mega*" *lowstand systems tract*), el megacortejo de subida de nivel del mar ("*mega*" *transgressive systems tract*) y el megacortejo de alto nivel del mar ("*mega*" *highstand systems tract*).

- ***Megacortejo de bajo nivel (MLST-II)***

Este megacortejo representa el comienzo de una nueva subida del nivel de base después de la Megasecuencia-I (Fig. 6.21A). En las zona central de la Cordillera Ibérica y en las Catalánides meridionales este megacortejo está representado, respectivamente, por la parte alta de la Fm. Mas y del *Muschelkalk medio* (Figs. 6.22, 6.24). En la zona septentrional de la Cordillera Ibérica, también está representado por la Fm. Mas, aunque en esta zona la unidad presenta muy poca potencia. En Menorca y en la zona oriental de la Cordillera Ibérica, el MLST-II está representado por una unidad lutítica en facies Röt, pero que genéticamente equivale a parte de las otras dos formaciones aquí nombradas (Figs. 6.22, 6.25). En la zona meridional de la Cordillera Ibérica este megacortejo no está bien representado no pudiéndose distinguir, ya que, generalmente la base de las columnas no aflora o esta fallada (Fig. 6.23).

El límite inferior del LST-II es un límite transicional, que está situado en algún punto de la parte superior de la Fm. Mas en la Cordillera Ibérica, del *Muschelkalk medio* en las Catalánides meridionales y en la base de la unidad en facies Röt que aparece en Menorca y en la zona oriental de la Cordillera Ibérica, y representa el límite inferior de la MSD-II. El límite superior corresponde al techo de las unidades que acabamos de mencionar para cada zona de estudio (Fig. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26).

- ***Megacortejo transgresivo (MTST-II)***

El megacortejo transgresivo se corresponde con el momento en el que el nivel del mar está subiendo y la tasa de acomodación es mayor que la de la sedimentación. Está formado por los primeros metros de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica (sistemas de llanuras de marea carbonática y de *shoals*), por la unidad Rojals, la unidad Benifallet y los primeros niveles de la unidad Rasquera del *Muschelkalk superior* en la Cordillera Costero Catalana (sistemas de llanura de marea carbonática, de rampa interna protegida, de *shoals* y de rampa externa), y la Fm. Monte Toro y los primeros metros de la Fm. Arenal d'en Castell en Menorca (sistemas deposicionales de rampa interna de baja y alta energía y de rampa externa) (Fig. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25).

Este megacortejo se puede dividir en dos etapas. Una etapa inicial, que caracteriza una retrogradación del sistema debido a una subida del nivel del mar y que instala una rampa

carbonática somera, sobre los sistemas de llanuras costeras fangosas que constituyen el MLST-II (Fig. 6.21B). Y una segunda etapa, durante la cual la evolución de esta rampa carbonática, es bruscamente cortada por una profundización repentina del sistema debida a una subida rápida del nivel relativo del mar durante el cual en algunas zonas la producción de carbonato no puede compensar el incremento de la acomodación y se produce un *drowning* generalizado de las plataformas (Fig. 6.21C). Tras este evento, cuando la producción de carbonato se ha recuperado, se depositan las facies más profundas descritas en cada zona de estudio (Fig. 6.14; 6.21C), y que marcan la máxima inundación de la megasecuencia.

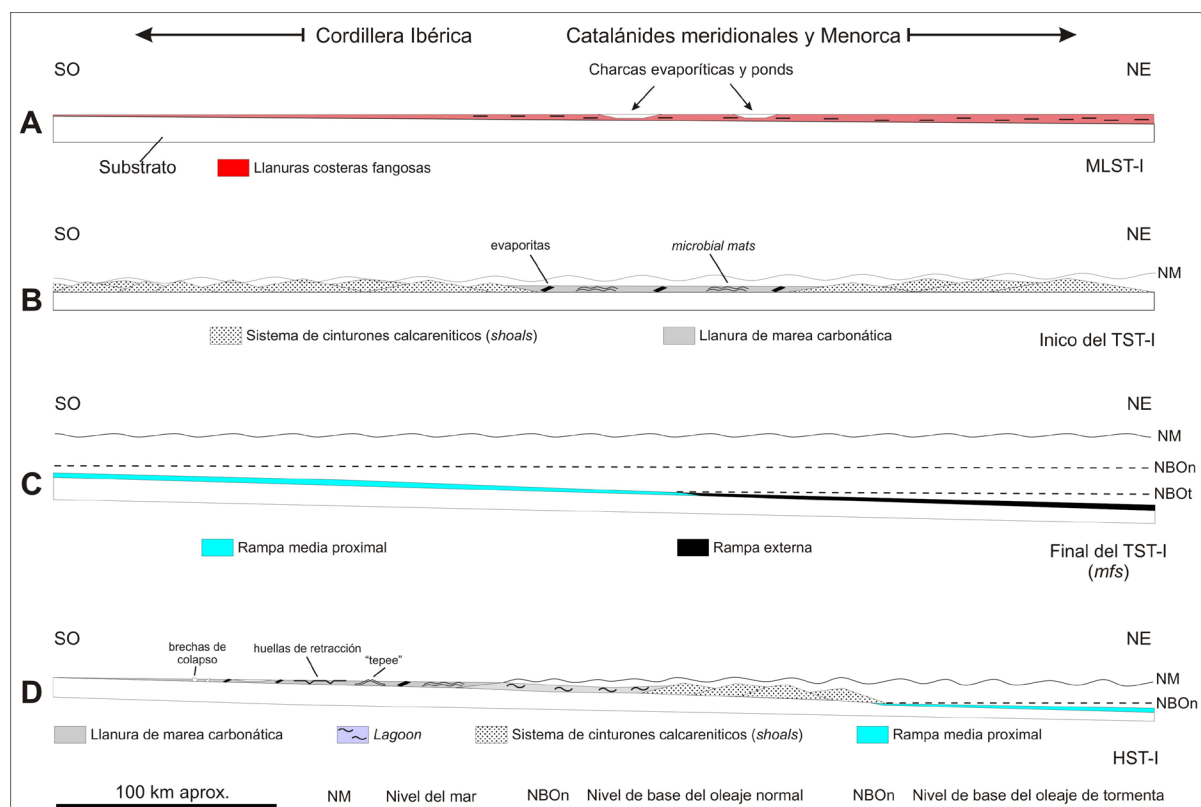


Figura 6.21. Perfil de la rampa carbonática durante los diferentes megacortejos sedimentarios que forman la Megasecuencia-II.

El límite inferior de este megacortejo está marcado por la base de la Fm. Cañete, del *Muschelkalk superior* y de la Fm. Monte Toro. El límite superior está marcado por la superficie de máxima inundación (*mfs*) (Fig. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26).

En las zonas central y meridional de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.22, 6.23), este pulso transgresivo está representado por la instalación, sobre los sistemas costeros que constituyen la Fm. Mas, de un sistema submareal de alta energía (*shoals*), sobre el que se depositan con un contacto neto sistemas deposicionales de rampa media e incluso, aunque de forma muy puntual (columna de Agujas de Santa Águeda y Bugarra), de rampa externa. Estas facies de rampa media y externa representan los sedimentos más profundos depositados en esta zona y marcan la superficie de máxima inundación de la MSD-II (*mfs-II*). En la zona oriental, el pulso transgresivo es menos energético y comienza con la instalación de sistemas de llanura de marea carbonática, sobre los sistemas de llanura costera fangosa que en este caso están

representado por las facies Röt (MLST-II). Estos sistemas de llanura de marea evolucionan progresivamente hacia techo a ambientes deposicionales submareales de alta energía y de rampa media, que marcan los ambientes más profundos en cada zona, dentro de los cuales está representada *mfs* (Fig. 6.21C; 6.22).

En esta zona, el brusco pulso transgresivo que representa la segunda etapa del MTST-II está representado por un contacto neto entre las facies de plataforma interna y las facies de rampa media o externa que marcan la máxima inundación de la zona. De forma puntual este evento aparece representado por niveles de removilización como en la serie El Molinar o por una superficie de *hardground*, que representa un *drowning*, y un nivel condensado que contiene abundantes ammonites y nódulos de silex en las Agujas de Santa Águeda, (Fig. 6.22).

En la Cordillera Costero Catalana (Fig. 6.24), este megacortejo está representado por una entrada del mar que instala sobre el techo del *Muschelkalk medio*, con el que presenta un contacto neto, ambientes de llanura de marea (unidad Rojals) y ambientes submareales de baja energía y ambientes de rampa interna de alta energía (unidad Benifallet) a techo de los cuales aparece una superficie de *hardground* (*drowning*), sobre las que se instalan directamente facies de rampa externa (base de la unidad Rasquera), y que marcan la *mfs-II* (Fig. 6.21C).

En Menorca (Fig. 6.25), el megacortejo transgresivo comienza con la instalación de un sistema deposicional de rampa interna de alta energía, sobre los depósitos de llanura costera de la facies Röt, con la que presenta un contacto erosivo. Estos sistemas de *shoals* evolucionan progresivamente a sistemas submareales de baja energía (Fm. Monte Toro) sobre los que depositan, con un contacto neto, facies de rampa externa (superficie de *hardground* y niveles condensados) que caracterizan un evento de *drowning* (base de la Fm. Arenal d'en Castell) y que marcan la superficie de máxima inundación (Fig. 6.21C).

- **Megacortejo de alto nivel (MHST-I)**

Este megacortejo está formado por el resto de la Fm. Cañete, por la parte inferior de la facies Keuper (zona central) y por la Fm. Jarafuel (K1, zona meridional y oriental) en la Cordillera Ibérica, la parte media y superior de la unidad Rasquera, la unidad Tivissa y la unidad Capafons del *Muschelkalk superior* y el Keuper inferior (Fm. Miravet) en la Cordillera Costero Catalana, y por el resto de la Fm. Arenal d'en Castell en Menorca. Corresponde con la etapa de estabilización y progradación de la plataforma cuando la tasa de sedimentación es mayor que la de acomodación y caracteriza una regresión normal (progradación + agradación) del sistema (Fig. 6.21D).

El límite inferior de este megacortejo está marcado por la superficie de máxima inundación. En el E de la Península el límite superior del MHST-II está marcado por el techo de la Fm. Jarafuel en la Cordillera Ibérica y por el techo de la Fm. Miravet en la Cordillera Costero Catalana. En Menorca el límite superior está marcado por una discordancia que corta de forma brusca la evolución del ciclo (Figs. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26).

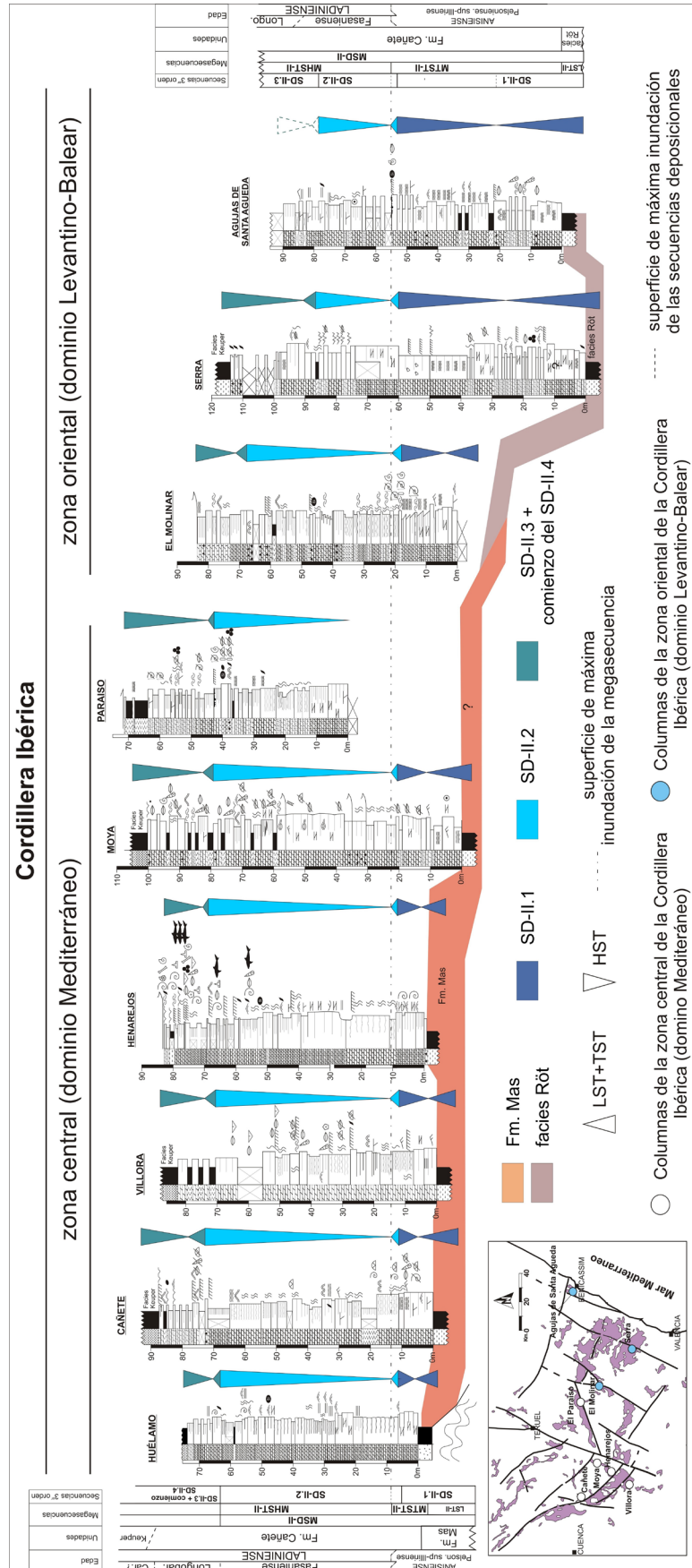


Figura 6.22. Secuencias deposicionales e interpretación secuencial de Megasecuencia deposicional-II (MSD-II) en la zona central y oriental de la Cordillera Ibérica.

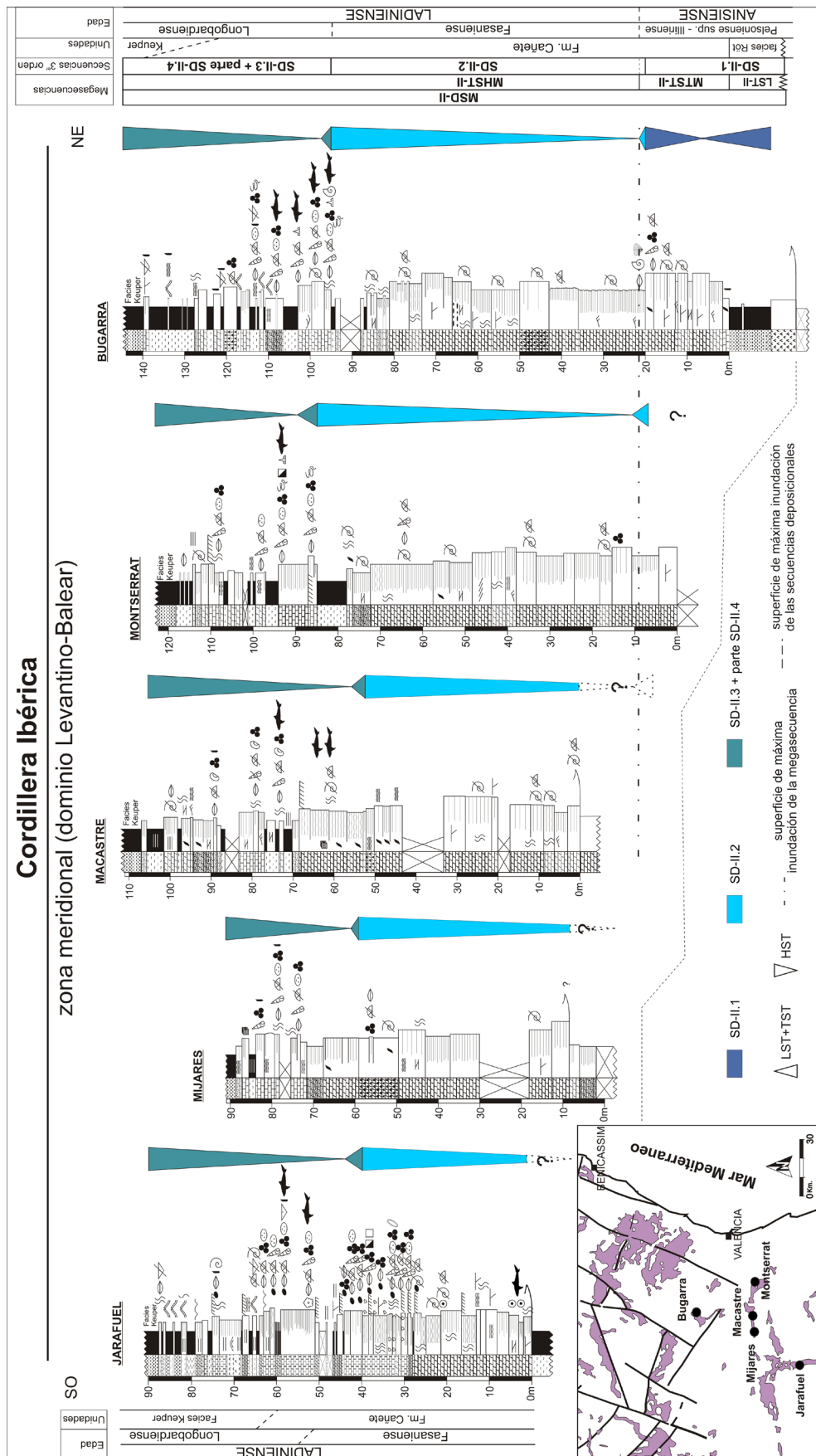


Figura 6.23. Secuencias deposicionales e interpretación secuencial de Megasecuencia deposicional-II (MSD-II) en la zona meridional de la Cordillera Ibérica.

En la Cordillera Ibérica (Fig. 6.22, 6.23), este megacortejo está caracterizado por una somerización progresiva hacia techo de las facies que componen la Fm. Cañete, desde los sistemas deposicionales de rampa media y externa que se instalaron durante el final del pulso transgresivo. Estos sistemas evolucionan progresivamente a ambientes de plataforma interna de alta y baja energía (*shoals* y *lagoon*), ambientes de llanura de marea carbonática y finalmente a los sistemas costero evaporíticos del Keuper.

Al igual que en la zona anterior, en la Cordillera Costero Catalana este megacortejo está representado por una somerización general de las facies que componen la plataforma carbonática. En este caso, las facies de rampa externa que marcan la *mfs-II* (base de la unidad Rasquera), evolucionan progresivamente a ambientes de rampa media, ambientes de rampa interna, ambientes de llanura de marea carbonática (parte superior de la unidad Rasquera, unidad Tivissa y unidad Capafons) y finalmente a ambientes de llanura supralitoral evaporítica (facies Keuper) (Fig. 6.24).

En Menorca (Fig. 6.25), el MHST-II está caracterizado por una somerización progresiva de las facies que componen la unidad, evolucionando desde las facies de rampa externa a facies de plataforma media. En esta zona, esta megasecuencia nunca llega a presentar facies tan someras como en la Cordillera Ibérica y en la Costero Catalana, estando casi todo el megacortejo representado por facies de rampa media.

6.3.2.2. Secuencias deposicionales

Dentro de la Megasecuencia-II se han diferenciado cuatro secuencias deposicionales menores (SD-II.1, SD-II.2, SD-II.3 y SD-II.4) (Fig. 6.26). En la Cordillera Ibérica sólo está representadas en facies *Muschelkalk* las tres primeras secuencias, estando la SD-II.4 representada dentro de la facies Keuper (Figs. 6.22, 6.23). Por su parte, en la Cordillera Costero Catalana y en Menorca las cuatro secuencias deposicionales están representadas dentro de las facies *Muschelkalk* (Figs. 6.24, 6.25). Estas secuencias deposicionales se corresponde con cuatro ciclos T-R, donde solo se ha podido individualizar el LST en la SD-II.1. Además, estas secuencias deposicionales se han podido datar con bastante precisión debido al mayor contenido en ammonites que presentan los materiales que componen la Megasecuencia-II.

- ***Secuencia deposicional-II.1 (SD-II.1)***

Está formada por la parte superior de la Fm. Mas o de la facies Röt y la parte inferior de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica, por la parte superior del *Muschelkalk medio* y la parte inferior del *Muschelkalk superior* en las Catalánides meridionales, y por la facies Röt y la Fm. Monte Toro en Menorca (Figs. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26).

El LST-II.1 de esta secuencia en las tres zonas coincide con el MLST-II de la Megasecuencia-II.

En la Cordillera Ibérica, esta secuencia comienza con una entrada rápida del mar que instala sistemas deposicionales carbonáticos marinos sobre los sistemas costeros de la Fm. Mas (zona central) y de la facies Röt (zona oriental) (Fig. 6.22). En la zona oriental, donde esta secuencia deposicional presenta más potencia y está mejor representada, el TST-II.1 comienza con la instalación de sistemas deposicionales de llanura de marea carbonática que evolucionan a sistemas deposicionales de rampa interna de alta y baja energía. Este primer pulso transgresivo está seguido por una somerización progresiva de las facies que evolucionan desde los sistemas de rampa interna a ambientes de llanura de marea carbonática. En esta zona el techo de esta secuencia deposicional suele estar marcado por un nivel de brechas de colapso.

En la zona central y meridional de la Cordillera Ibérica (Fig. 6.22, 6.23), esta secuencia deposicional presenta menos espesor y el TST-II.1 está representado por la instalación de ambientes submareales de alta energía (*shoals*). Frecuentemente estas barras calcareníticas presentan facies intermareales a techo y forman pequeñas secuencias somerizantes. Evolucionan hacia techo a sistemas deposicionales de rampa interna de baja energía y en algunos áreas a ambientes de llanura de marea carbonática (intermareal) (HST-II.1). La *mfs* estaría situada dentro de los *shoals*.

En la zona meridional de la Cordillera Costero Catalana (Fig. 6.24), el cortejo transgresivo de esta secuencia deposicional se caracteriza por la instalación, sobre los sistemas costeros del *Muschelkalk medio*, de ambientes de llanura de marea carbonática, que evolucionan progresivamente a facies de rampa interna de baja energía y a ambientes de rampa media, que marcan la *mfs* (TST-II.1). A partir de aquí, se observan una serie de ciclos somerizantes que representan una regresión normal del sistema desde las facies de rampa media a facies de rampa interna de baja y alta energía (HST-II.1). En esta zona, el techo de la SD-II.1 está marcado por una superficie de *hardground*, que se interpreta como formada durante el siguiente pulso transgresivo.

En Menorca (Fig. 6.25), el TST-II.1 de la SD-II.1 comienza con la instalación de ambientes submareales de alta energía (*shoals*) sobre la facies Röt, que constituyen el LST-II.1, y con la que presenta una superficie erosiva. La instalación de estos shoals marca la superficie de máxima inundación de esta secuencia. A partir de aquí se ve una progradación agradante de la secuencia, que pasa hacia techo a facies más someras de rampa interna de baja energía (HST-II.1).

En todas las zonas de estudio, esta secuencia presenta muy poco contenido fósil. Pero basándonos en la edad de la base de la secuencia deposicional suprayacente se le infiere una edad Illiriense superior.

- **Secuencia deposicional-II.2 (SD-II.2)**

Está formada por parte de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica, por la unidad Rasquera del *Muschelkalk superior* en las Catalánides meridionales, y por la parte inferior de la Fm. Arenal d'en Castell en Menorca (Figs. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26).

En todas las zonas de estudio la base de esta secuencia está marcada por una profundización brusca del sistema debido a una subida rápida del mar que provoca un *drowning* de las plataformas y la posterior instalación de ambientes de rampa media y externa. La base de este cortejo suele estar marcado por una superficie de *hardground*.

En la Cordillera Ibérica (Fig. 6.22, 6.23), esta secuencia comienza con un nuevo pulso transgresivo, rápido y brusco, que provoca un evento de *drowning* en la zona oriental y meridional de la Cordillera Ibérica (dominio Levantino-Balear) y una profundización brusca de la plataforma en la zona central y septentrional de la Cordillera Ibérica (dominio Mediterráneo). En general este brusco pulso transgresivo está marcada por una superficie neta que separa los ambientes de rampa media y externa de los ambientes de llanura de marea de la secuencia anterior (Figs. 6.22, 6.23), y marca la *mfs* de la secuencia. Por su parte, en algunas columnas de la zona oriental de la Cordillera Ibérica, como en la columna de Agujas de Santa Águeda o del El Molinar, este evento está representado por un nivel de condensación con abundantes ammonites y nódulos de sílex que presenta una superficie de *hardground* a techo en la primera, y por un nivel de removilización, en la segunda (Fig. 6.22).

El HST-II.2 de esta secuencia se caracteriza por presentar una somerización progresiva del sistema, desde las facies más profundas que se instalan durante el pulso transgresivo, a ambientes de rampa interna de alta y baja energía (dependiendo de la zona) y finalmente a ambientes intermareales. En esta zona el techo del HST-II.1 suele estar marcado por un cambio de tendencia, aunque en algunas series está mejor definido y está marcado por un nivel de brechas de colapso (p.ej. series de Cañete y El Molinar). En algunas series de la zona oriental (Fig. 6.22), dentro del cortejo regresivo se encuentran numerosas superficies kársticas producidas por periodos de exposición subaérea, que indicarían una tasa de subsidencia muy baja para esta zona.

En la zona meridional de la Cordillera Costero Catalana (Fig. 6.24), esta secuencia comienza con un pulso transgresivo brusco (TST-II.2) que provoca un *drowning* de la plataforma e instala ambientes de rampa externa que contienen ammonites y *Daonella* (*mfs*) sobre los ambientes de *shoals* de la secuencia anterior. En esta zona la base del cortejo transgresivo está marcada por una superficie de *hardground* situada a techo de la unidad Benifallet. El cortejo regresivo está formado por una serie de ciclos somerizantes que representan una regresión normal (progradación + agradación) del sistema, desde las facies de rampa externa a facies de rampa media.

En Menorca (Fig. 6.25), al igual que en las otras dos zonas, el cortejo transgresivo (TST-II.2) constituye una subida brusca del nivel del mar que provoca una profundización

importante de la plataforma. Este cortejo está representado por una primera etapa de *drowning* marcada por una superficie de *hardground* (techo de la Fm. Monte Toro) sobre la que se depositan varios niveles de condensación que se caracterizan por presentar abundantes ammonites, silicificación, alto contenido en hierro y la posterior instalación de ambientes de rampa externa que marcan la *mfs*. El cortejo regresivo (HST-II.2) se caracteriza por presentar un incremento en el contenido de siliciclásticos y una ligera somerización hacia techo de la secuencia desde ambientes de rampa externa a ambientes de rampa media.

Dentro de los materiales que forman el cortejo transgresivo de la SD-II.2 en la zona oriental de la Cordillera Ibérica, en las Catalánides meridionales y en Menorca, se han encontrado varios ejemplares de ammonites, entre los que ha aparecido *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics), que señala la base del Fassaniense y data este el cortejo transgresivo como Ladiniense inferior. Por su parte, en Menorca dentro de los materiales que componen el cortejo regresivo también se han encontrado ammonites de edad Fassaniense, permitiendo datar esta secuencia como Fassaniense e inferir esta misma edad para la SD-II.2 en el resto de zonas estudiadas (Fig. 6.26).

Cabe destacar que la *mfs* de la secuencia deposicional-II coincide con la de la Megasecuencia-II (Fig. 6.26).

- ***Secuencia deposicional-II.3 (SD-II.3)***

Esta secuencia está formada por la parte superior de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica, por la parte de media-alta del *Muschelkalk superior* (unidad Tivissa) y por la parte intermedia de la Fm. Arenal d'en Castell en Menorca (Figs. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26).

Generalmente, en todas las zonas de estudio la base de esta secuencia deposicional está marcada por un cambio de tendencia y en algunos casos por una superficie de *hardground*.

En la Cordillera Ibérica (Fig. 6.22, 6.23) esta secuencia comienza con un pulso transgresivo muy extensivo pero de menor envergadura que el de las secuencias anteriores, que instala ambientes de rampa interna sobre las facies más someras del techo del HST-II.2. En general el TST-II.3 está representado por ambientes submareales protegidos, de baja energía, y ocasionalmente por sistemas deposicionales de pequeños *shoals* en alguna serie de la zona meridional. Dentro de estas facies estaría situada, en las tres zonas, la superficie de máxima inundación de esta secuencia. A partir de esta superficie, se observa una somerización progresiva hacia techo de los sistemas deposicionales que forman la plataforma, evolucionando desde los ambientes de rampa interna de baja y alta energía a ambientes de llanura de marea carbonática, ambientes de llanura de marea mixta (carbonática-terrágena) y finalmente a ambientes transicionales con los sedimentos en facies Keuper. En esta zona, debido a que el techo de la Fm. Cañete se caracteriza por presentar facies muy someras y transicionales con la facies Keuper, tanto el límite entre las formaciones como el límite superior de la secuencia son difíciles de situar, estando localizado en algún punto de la zona de transición entre ambas unidades.

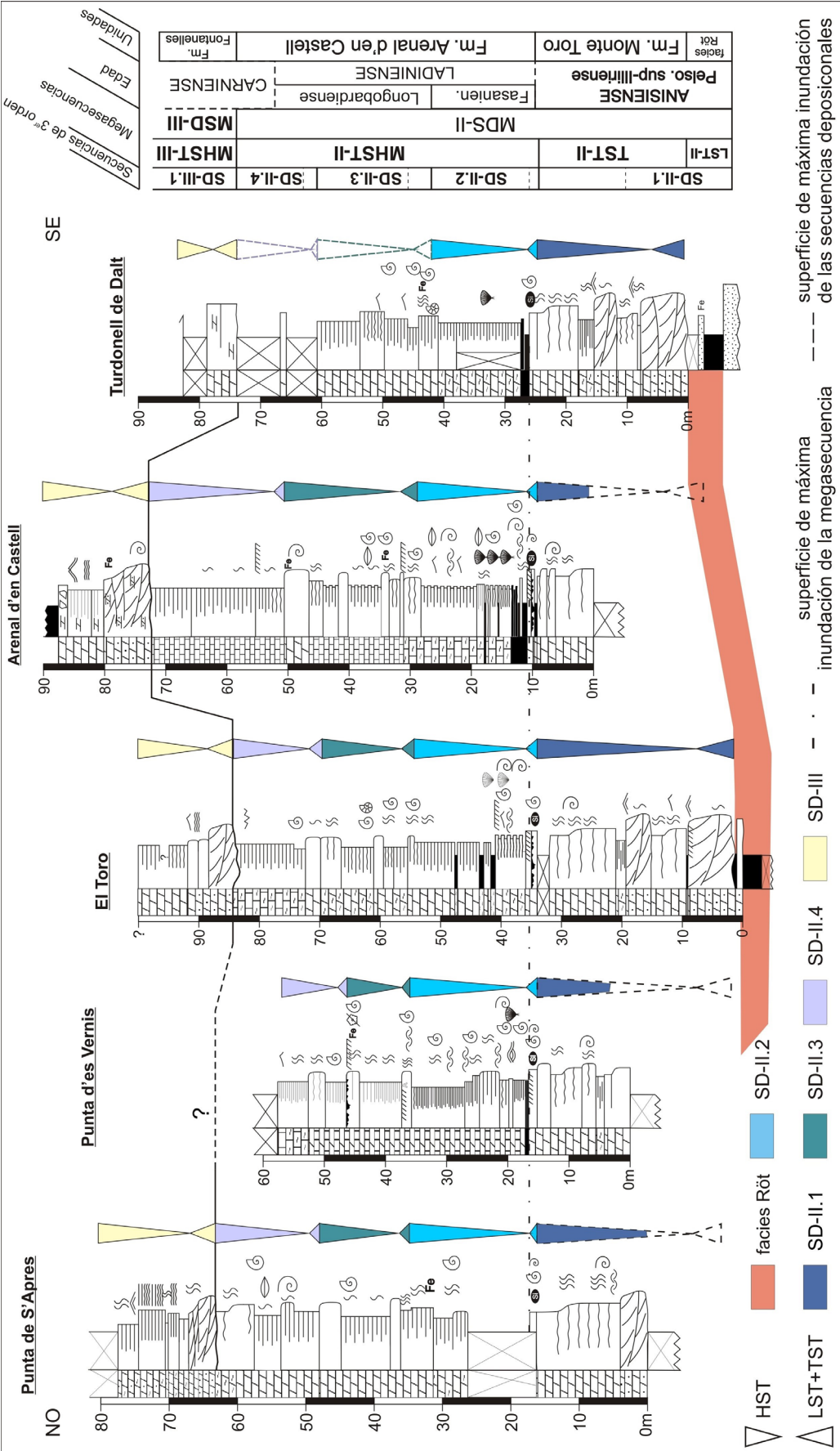


Figura 6.25. Secuencias deposicionales e interpretación secuencial de las Megasecuencias deposicionales-II y III en Menorca.

En las Catalánides meridionales (Fig. 6.24), esta tercera secuencia comienza con un pequeño pulso transgresivo poco potente (TST-II.3) que produce una ligera profundización del sistema, marcado por la instalación de facies de rampa externa sobre las facies de rampa media del techo de la secuencia anterior (HST-II.2) (parte superior de la unidad Rasquera o parte inferior de la unidad Tivissa). El límite inferior de esta secuencia está marcado por una superficie de *hardground* asociada al pulso transgresivo. A partir de aquí, se observa una progradación del sistema caracterizado por la progresiva somerización de las facies que se suceden, pasando desde las facies de rampa externa, a facies de rampa media.

En la isla de Menorca (Fig. 6.25), la secuencia deposicional II.3 comienza con un pequeño pulso transgresivo que vuelve a instalar facies de rampa externa sobre las facies de rampa media del techo del HST-II.2. En esta zona es frecuente encontrar superficies de *hardground* o *hardgrounds* incipientes asociados al cortejo transgresivo. A partir de este momento, que señala la superficie de máxima inundación, al igual que en las otras dos zonas, se produce una ligera progradación de la plataforma carbonática, que se caracteriza por una somerización progresiva de las facies que forman la secuencia, y que evolucionan hacia techo a facies de rampa media. El techo del HST-II.3 de esta secuencia está marcado por un nivel muy bioclástico con alto contenido en hierro y que frecuentemente presenta una superficie de *hardground* a techo.

Dentro de los materiales que forman esta secuencia en las tres zonas de estudio se han encontrado varios ejemplares de ammonites, entre los que son frecuentes *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics) y *Anolcites hermitei* (Schmidt), el primero de los cuales nos permite datar la parte alta de la SD-II.3 como Ladinense superior (Longobardiense).

- ***Secuencia deposicional-II.4 (SD-II.4)***

Esta última secuencia sólo está representada completamente por facies Muschelkalk en la isla de Menorca (parte superior de la Fm. Arenal d'en Castell), mientras que en la Cordillera Costero Catalana estaría representada por los últimos niveles de la facies *Muschelkalk superior* y por la parte inferior del Keuper (Fm. Miravet), y en la Cordillera Ibérica por la parte inferior de las facies Keuper (Fm. Jarafuel). En la zona central de la Cordillera Ibérica, donde las facies Keuper no están bien desarrolladas esta secuencia es difícil de individualizar (Figs. 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.26).

En las Catalánides meridionales (Fig. 6.24) esta secuencia deposicional comienza con un pequeño pulso transgresivo que genera una pequeña profundización del sistema, marcado por la instalación de facies de rampa media sobre las facies de rampa interna de la secuencia anterior (TST-II.4). Desde estas facies de rampa media se ve una somerización del sistema a facies de rampa interna (parte superior de la unidad Tivissa), facies de llanura de marea carbonática (unidad Capafons) y finalmente a las facies costeras evaporíticas del Keuper (HST-II.4).

En Menorca (Fig. 6.25) esta secuencia comienza con un pequeño pulso transgresivo que provoca una ligera profundización del sistema siempre dentro de la rampa media, que está marcado por la presencia de una superficie de *hardground*. El cortejo regresivo (HST-II.4) está marcado por una ligera tendencia somerizante de las facies de rampa media hacia techo. El techo de esta secuencia coincide con el de la Megasecuencia-II, y está marcado por una superficie de interrupción sedimentaria.

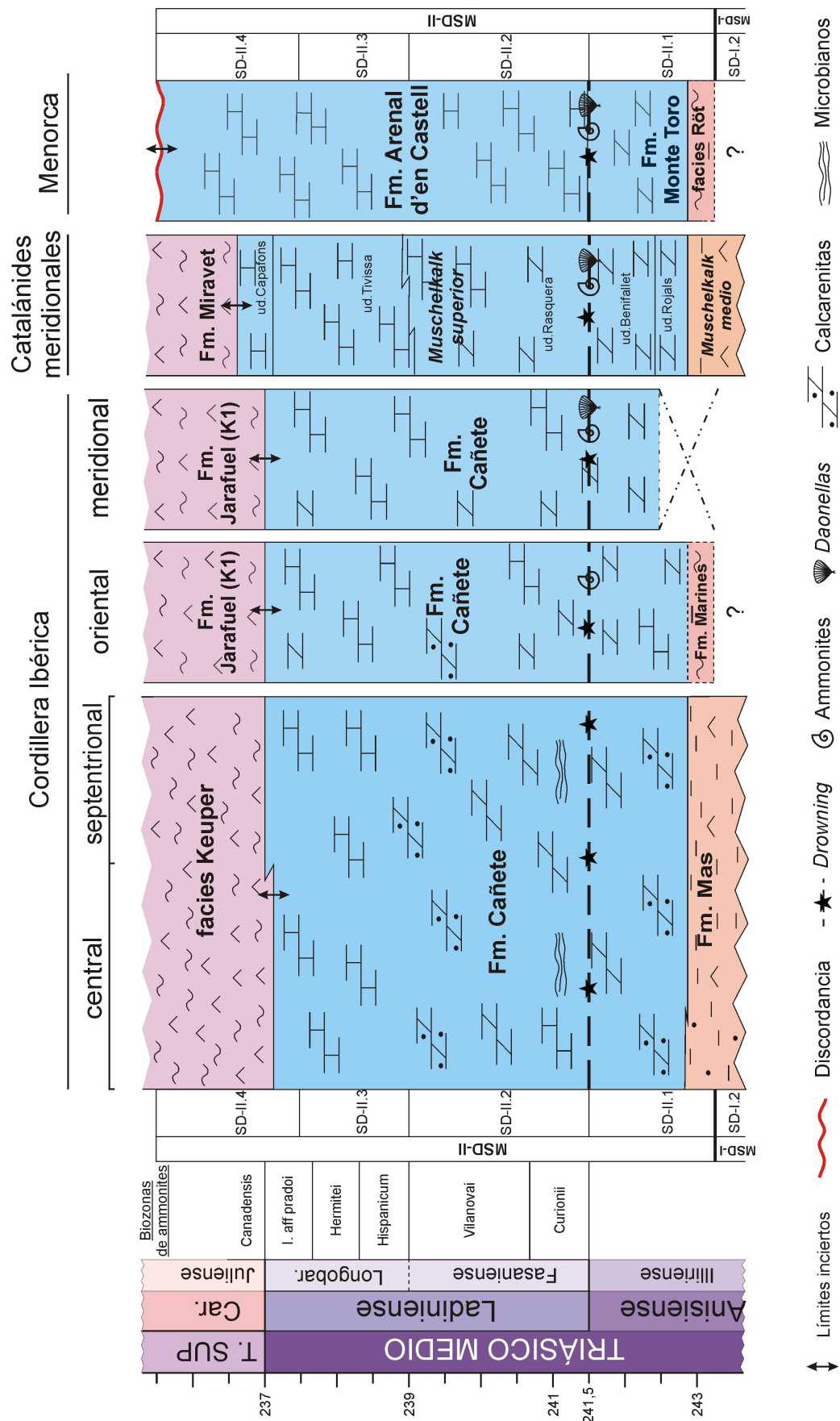
En Menorca, cerca de la base de esta secuencia (El Toro y Punta d'es Vernis), se han encontrado dos ejemplares de ammonites pertenecientes al Ladiniense superior (*Iberites aff. pradoi*), mientras que a techo de la secuencia, en la columna de Punta de S'Apres, se ha encontrado un ejemplar de edad Carniense (*Daxatina canadensis*). Estos ammonites nos datan la secuencia como Longobardiense superior-Carniense basal (Fig. 6.26).

6.3.3. Síntesis e interpretación de la Megasecuencia Depositional II

La Megasecuencia deposicional-II constituye la segunda entrada del mar del Tethys en el E de Iberia. Está representada en las tres zonas de estudio, en la Cordillera Costero Catalana (parte superior del Muschelkalk medio, *Muschelkalk superior* y parte inferior del Keuper), en la Cordillera Ibérica (parte superior de la Fm. Mas, Fm. Cañete y parte inferior del Keuper), y en la Isla de Menorca (facies Röt, Fm. Monte Toro y Fm. Arenal d'en Castell) donde esta datada como Illiriense superior–Carniense inferior (Fig. 6.26).

Esta megasecuencia caracteriza un pulso transgresivo más extensivo que el de la megasecuencia anterior, que penetra más en la Península e instala por primera vez rampas carbonáticas en algunas de las zonas que durante la primera transgresión constituían altos topográficos donde no había sedimentación, o se instalaron sistemas costeros (dominio Levantino Balear y dominio Ibérico). Esta transgresión comienza con la instalación de una nueva plataforma somera durante el Illiriense superior, que finaliza tras un evento de *drowning* del sistema con la instalación de facies marinas más profundas del Triásico Medio en cada zona (TST de la SD-II.2). Las características sedimentológicas y faunísticas que presenta este nivel de *drowning* (superficies de *hardgrounds*, niveles condensados, nódulos de sílex y la presencia de *Eoprotrachyceras curionni*), ha hecho posible identificarlo en todas las zonas de estudio convirtiéndolo en un importante nivel de correlación, que además gracias a la presencia de *E. curionni* se ha podido datar como Fassaniense basal (Ladiniense inferior), aunque no se puede descartar que este proceso comenzara durante el Illiriense terminal (Fig. 6.26).

Dentro de esta megasecuencia se han descrito cuatro secuencias deposicionales menores (SD-II.1, SD-II.2, SD-II.3 y SD-II.4), que gracias a las biozonas de ammonites descritas en detalle en el capítulo 4, han sido datadas como Illiriense superior, Fassaniense, Longobardiense *p.p* y Longobardiense superior – Carniense basal, respectivamente. A pesar de las diferencias de facies que presentan estas secuencias en los diferentes dominios, se han podido identificar y correlacionar perfectamente todas las secuencias deposicionales, aunque en la Cordillera Ibérica la SD-II.4 aún permanece mal definida (Fig. 6.26).



La presencia de las mismas secuencias deposicionales en las tres zonas de estudio, así como la similitud evolutiva que presentan, indican un claro control eustático de las mismas. Por otro lado, el evento de *drowning* que marca el comienzo de la SD-II.2, y el brusco límite superior de la megasecuencia en Menorca, indica la presencia de un importante control tectónico regional durante este proceso, que estaría superpuesto al control eustático.

La presencia de una secuencia deposicional (SD-II.1) por debajo del límite Anisiense-Ladiniense en todas las zonas de estudio, implica un cambio en la edad de la base de la Fm. Cañete y del *Muschelkalk superior*, unidades que tradicionalmente se han considerado de edad Ladiniense. En base a esto y a la edad que presentan el resto de secuencia deposicionales presentes en estas unidades, la Fm. Cañete y el *Muschelkalk superior* tendrían una edad Illiriense superior-Longobardiense. Esto también implica un cambio de edad para las unidades infrayacentes (Fm. Mas y *Muschelkalk medio*) que tendrían una edad Illiriense *p.p.*, y no Illiriense-Fasaniense como se las ha considerado anteriormente (López-Gómez y Arche, 1993; Calvet et al., 1990).

Aunque trabajos recientes realizados en el *Muschelkalk superior* de la Cordillera Costero Catalana, distinguen tan solo dos secuencias deposicionales en esta unidad (Mercedes-Martín et al., 2013), los datos y el análisis secuencial que se ha realizado en este trabajo permite diferenciar tres secuencias deposicionales, dentro del *Muschelkalk superior* del dominio del Baix-Ebre. Por su parte la identificación de las mismas secuencias en la Cordillera Ibérica y en Menorca, y la gran similitud evolutiva que hay entre el *Muschelkalk superior* y Menorca apoyan esta hipótesis (Fig. 6.26).

6.4. MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL-III (MSD-III)

Esta megasecuencia representa el tercer ciclo transgresivo-regresivo del mar durante el Triásico en nuestras zonas de estudio. En el E de Iberia esta megasecuencia estaría representada dentro de la facies Keuper, siendo Menorca la única zona de estudio donde la megasecuencia además de por facies Keuper está representada en parte por facies Muschelkalk.

En Menorca la MSD-III está formada por la Fm. Fontanelles y por la facies Keuper. No se conoce la potencia exacta de esta secuencia, ya que debido a las condiciones de afloramiento, en la mayoría de las columnas falta el techo de la misma.

En las zonas del E de Iberia donde las unidades del Keuper están bien representadas, como las zonas meridional y oriental de la Cordillera Ibérica la MSD-III está formada por la Fm. Manuel y parte de la facies costero-evaporíticas del Keuper que la siguen. Sin embargo, en las zonas donde las unidades del Keuper no están bien representadas, y falta la unidad siliciclástica que representa la Fm. Manuel, esta megasecuencia no está bien definida.

6.4.1. Sistemas deposicionales y facies

Debido a que el estudio de las facies Keuper no es el objetivo de este trabajo, se ha realizado solo una descripción general de los diferentes sistemas deposicionales que componen estas facies basándonos en datos bibliográficos. Así pues dentro de estas facies se han diferenciado principalmente dos sistemas deposicionales: **sistema deposicional fluvial** y **sistemas deposicional de llanuras costeras fangosas supramareales con sabkhas**. Para mayor información sobre estos ambientes remitimos a los trabajos de Ortí, (1974); Salvany y Ortí, (1987); Arche et al., 2002; Arche y López-Gómez, (2014).

Por su parte el análisis de las facies realizado dentro de la facies Muschelkalk que forman esta megasecuencia, ha permitido reconocer seis facies que definen dos sistemas deposicionales: **sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas** y **sistema deposicional de rampa interna (de baja y alta energía)**.

Al igual que en las otras dos megasecuencias anteriores la distribución espacio-temporal de estos sistemas constituye la base fundamental del análisis estratigráfico-secuencial.

- ***Sistema deposicional fluvial***

Se trata de un sistema continental siliciclástico formado principalmente por bancos de areniscas intercalados entre capas de arcillas, que evoluciona a un sistema fluvial con influencia mareal donde aunque dominan las arenas y las arcillas se encuentran cantidades variables de carbonatos y evaporitas.

Dentro de este sistema se puede observar una clara evolución de las facies en la vertical, distinguiéndose tres unidades (Arche et al., 2002). Una unidad inicial formada por bancos

de areniscas de grano medio-grueso que presentan base erosiva, estratificación cruzada de surco y planar, y ripples de corriente, que forman secuencias granodecrecientes de 1 m de potencia y que ocasionalmente presentan perfiles edáficos y huellas de retracción a techo. La segunda unidad está formada por bancos de areniscas que presentan base erosiva o planar, estratificación cruzada y planar, ripples de corriente, laminación paralela e incluso algunos niveles con laminación *flaser*. Están organizados en secuencias granodecrecientes de 1 a 2,5 m. En esta unidad comienzan a aparecer intercalaciones de carbonatos, evaporitas y margas. La tercera unidad de este sistema, presenta un claro dominio de los cuerpos de arenisca de base plana frente a los de base erosiva, y presentan estratificación cruzada planar, de surco y de tipo épsilon, laminación tipo *overturned*, ripples de oscilación y abundante bioturbación. Los niveles de carbonatos y evaporitas son más abundantes en esta última unidad.

Estas facies y su evolución en la vertical caracterizan un sistema continental que evoluciona desde un sistema fluvial de tipo *braided*, a un sistema fluvial meandriforme que presenta cierta influencia mareal y finalmente a un sistema aluvial con clara influencia mareal (Arche et al., 2002; Arche y López-Gómez, 2014).

Este sistema deposicional tan solo está representado en la zona meridional y oriental de la Cordillera Ibérica por la Fm. Manuel (Fig. 6.27).

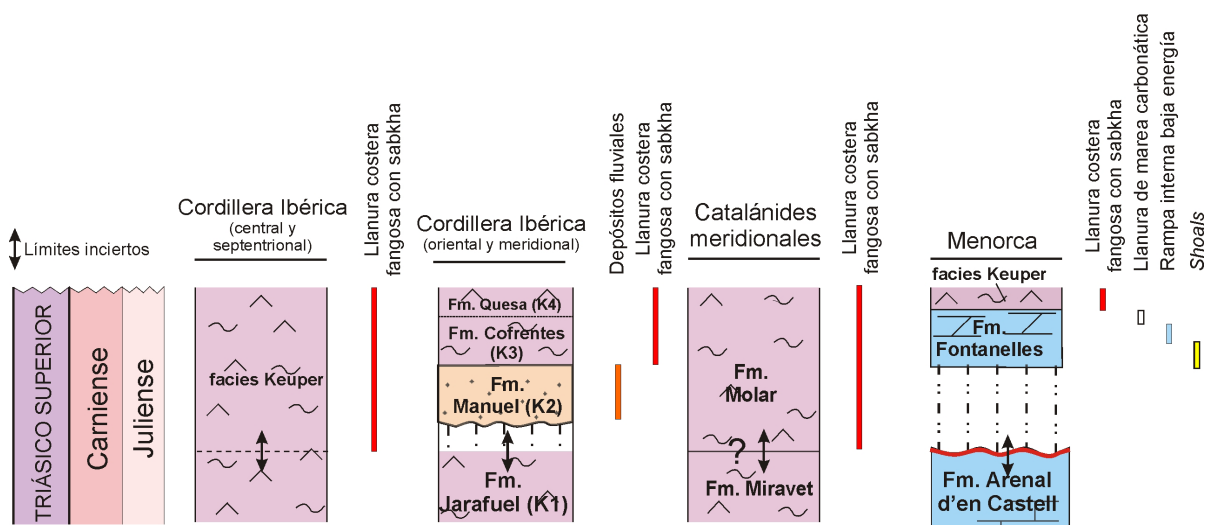


Figura 6.27. Distribución de los sistemas deposicionales dentro de las diferentes unidades que forman las Megasecuencia-III.

- **Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkhas**

Son sistemas de carácter mixto donde se encuentran en distintas cantidades arcillas, evaporitas y carbonatos. Las principales facies están recogidas en la tabla 6.11.

Estos sistemas están formados principalmente por una alternancia de arcillas y evaporitas, aunque siempre suele predominar una u otra litología. Las arcillas suelen ser rojas, sin embargo también aparecen de color gris, verde o violáceo (facies 1), y cuando son la facies dominante suelen contener pequeños bancos centimétricos de evaporitas (facies 2 y 3) o de

dolomicritas amarillas masivas (facies 4). Estas facies caracterizan sistemas deposicionales de llanuras costeras fangosas donde hay pequeñas charcas carbonático-evaporíticas. Cuando las facies dominantes son las evaporitas, estas suelen constituir potentes bancos de yesos nodulares o laminados de color blanco, rosado o rojizo (facies 2 y 3) y caracterizan ambientes de sabkha (Ortí, 1974; Salvany y Ortí, 1987).







Sistema deposicional de llanuras costeras fangosas con sabkha					
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Ambientes	Distribución
1	 Arcillas rojas.	Ocasionalmente de color gris, verdoso o violáceo.		Llanura fangosa supralitoral	Fm. Yesos del Molar en la CCC; Fm. Arcillas de Cofrentes (K3) y Fm. Arcillas Yesífera de Quesa (K4) en la CI.
2	 Capas dm a m de yesos laminados.	Color blancos, rosados y rojizos.		Charcas y lagunas evaporíticas (sabkha)	
3	 Capas dm a m de yesos nodulares.				
4	 Capas cm de dolomicitas masivas.	De 10-15 cm y color ocre.		Ponds dentro de la llanura costera supralitoral	
5	 Dolomías laminadas				
6	 Dolomías carniolares				

Tabla 6.11. Descripción de las facies características del sistema deposicional de llanuras costeras con sabkha, su distribución y abundancia en la MSD-III.

Estas facies se agrupan formando diferentes asociaciones de facies que dan diferentes tipos de ciclicidad, aunque en la Cordillera Ibérica, donde la facies Keuper está mejor desarrollada, las facies arcillosas y yesíferas aparecen bien diferenciadas, distinguiéndose dos unidades; una inferior donde dominan las arcillas rojas (K3) y una intermedia donde dominan los yesos nodulares (K4) (Ortí, 1974). Por el contrario en la Cordillera Costero Catalana estas facies no están bien diferenciadas, constituyendo una única unidad que es equivalente al K3 y al K4. Esta unidad está formada por una alternancia entre arcillas y yesos, donde dependiendo de la zona domina una u otra facies (Fm. Arcillas y Yesos del Molar) (Salvany y Ortí, 1987).

Estas facies caracterizan una sistema deposicional de llanuras supralitorales donde dominan la sedimentación de lutitas, sobre la que se instalan charcas y lagunas evaporíticas (sabkha) (Ortí, 1974; Salvany y Ortí, 1987). Están bien representadas en la facies Keuper de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero Catalana (Fig. 6.27).

- **Sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas**

Se trata de un sistema deposicional carbonático muy somero, con la presencia ocasional de evaporitas. Las facies que forman estos sistemas, recogidas en la tabla 6.12 e ilustradas en la figura 6.28, son:

1) Alternancia de calizas micriticas que ocasionalmente presentan laminación microbiana y niveles tractivos que presentan laminación paralela y ripples; 2) Dolomías grises con laminación microbiana (Fig. 6.28E). Las laminaciones presentan morfologías planares, irregulares y ocasionalmente estructuras de tipo *tepee* debido al crecimiento de evaporitas; 3) bancos centimétricos de dolomicritas irregulares, laminadas y parcialmente brechificadas

que presentan abundante porosidad móldica de evaporitas, estructuras tipo *tepee* y huellas de retracción; y 4) Niveles de brechas de colapso debido a la disolución de evaporitas.








Sistema deposicional de llanura de marea carbonática						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	 Alternancia de niveles cm de dolomicritas y calcarenitas de grano fino.	Ripples, lags de cantos blandos.		<i>Mudstone-wackestone</i> , generalmente dolomitizados, con fantasmas de bioclastos.	Intermareal	× × Fm. Fontanelles.
2	 Bancos de dolomía cm con laminación microbial planar a ligeramente dómica.	Huellas de retracción, porosidad móldica de evaporitas, <i>tepees</i> , escasa bioturbación.		Dolomicritas laminadas con pseudomorfos de evaporitas.	Intermareal	× × Fm. Fontanelles.
3	 Dolomicritas irregulares, laminadas y parcialmente brechificadas.	Abundantes pseudomorfos y moldes de evaporitas, <i>tepees</i> , brechas de colapso e incipientes, huellas de retracción.		Dolomicritas brechificadas, ocasionalmente laminadas, presentan abundante porosidad móldica de evaporitas, secundaria y de fractura.	Supramareal (shabkha).	× Fm. Fontanelles.
4	 Brechas masivas intraformacionales (brechas de colapso).	Brechas intraformacionales heterométricas causadas por la disolución de evaporitas.		Dolomicritas brechificadas.	Supramareal (shabkha)	× × Fm. Fontanelles.

Tabla 6.12. Descripción de las facies características del sistema deposicional de llanuras de marea carbonáticas, su distribución y abundancia en la MSD-III.

Estas facies, bien individualmente o mediante la relación que presentan entre ellas, tan solo caracterizan dos de los tres subambientes típicos de estos sistemas deposicionales: la zona intermareal y la zona supramareal.

La alternancia de micritas y calcarenitas (facies 1) y las dolomías con laminación microbiana (facies 2) caracterizan la zona intermareal. La facies 1 representa una alternancia periódica entre momentos en los que la energía del medio es baja (dolomicritas) y momentos de mayor energía representados por los niveles de calcarenitas (Fig. 6.28D). Las laminaciones microbianas (Fig. 6.28E) indican la presencia de tapices microbianos que atrapaban el sedimento. Estas facies presentan poca bioturbación y poca fauna, que junto con la presencia de evaporitas y las señales de exposición subaérea indican ambientes restringidos y condiciones hipersalinas típicas de un ambiente muy somero que queda expuesto periódicamente en un clima árido.

Las dolomicritas irregulares (facies 3) y las brechas intraformacionales (facies 4) caracterizan la zona supramareal (Fig. 6.28F). Las brechas intraformacionales se interpretan como brechas de colapso generadas por disolución de evaporitas por aguas meteóricas. La gran cantidad de porosidad móldica, pseudomorfos de evaporitas, y señales de exposición subaérea que presentan estas facies junto con la ausencia de marcas de vegetación y de restos fósiles, caracterizan un ambiente supramareal típico de un ambiente árido, que presenta un balance hídrico negativo, donde se forman pequeños charcos carbonático-evaporíticos (sabkha).

Estas facies caracterizan un sistema deposicional de llanura de marea carbonática en clima árido, donde en la zona supramareal se instalan ambientes tipo sabkha donde se desarrollarían pequeñas charcas carbonático-evaporíticas. En general, cada zona de la llanura de marea están bien representada individualmente, y puntualmente se han observado pequeñas secuencias somerizantes de potencia decimétrica inter-supramareales.

En comparación con las megasecuencias anteriores, estos sistemas no estarían tan bien desarrollados, y formarían sistemas de llanuras de mareas carbonáticas mucho más pequeñas, restringidas al área de Menorca (parte alta de la Fm. Fontanelles) (Fig. 6.28). Estas facies presentan un paso gradual con los sistemas deposicionales de llanuras costeras de la facies Keuper.

- **Sistema deposicional de rampa interna**

Son sistemas carbonáticos marinos submareales someros. Las facies que representan este sistema deposicional están recogidas en la tabla 6.13 e ilustradas en la figura 6.28.

Sistema deposicional de plataforma interna						
Facies	Descripción	Otras características	Contenido fósil	Microfacies	Ambientes	Abundancia
1	Dolomías grises muy bioturbadas.	Capas cm nodulares.		Dolomicritas peloidales y <i>dolopackstone-dolowackestone</i> .	Submareal de baja energía (<i>lagoon</i>).	× Fm. Fontanelles
2	Capas dm de calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada.	Estratificación cruzada y planar y ripples.		<i>Dolograinstone-dolopackstone</i> .	Submareal de alta energía (<i>Shoals</i>).	× × × Fm. Fontanelles

Tabla 6.13. Descripción de las facies características del sistema deposicional de rampa interna protegida y shoals, su distribución y abundancia en la MSD-III.

Asociación de facies de baja energía

1) Dolomicritas grises nodulares (*wackestone-mudstone*) intensamente bioturbadas (Fig. 6.28C), que forman tramos poco potentes de no más de un metro de potencia. Estas facies aparecen frecuentemente asociadas a facies de llanuras de marea, formando pequeñas secuencias somerizantes de potencia decimétrica.

Caracterizan ambientes submareales someros tranquilos y bien oxigenados (*lagoon*) similares, aunque menos desarrollados, a los descritos en las otras megasecuencias. Solo están representadas en la parte baja de la Fm. Fontanelles, en Menorca (Fig. 6.27).

Asociación de facies de alta energía

1) Bancos de potencia decimétrica de *grainstone-packstone* bioclásticos con estratificación cruzada y bioturbación modera-intensa. Generalmente estas facies están dolomitizadas y suelen presentar un color rojizo debido a que presentan un alto contenido en óxidos. Se organizan en bancos grano- y estratodecrecientes de 2 a 3,5 metros de potencia, formados por la acumulación de bancos de calcarenitas que presentan una base irregular y/o erosiva (Fig. 6.28A, B). Hacia techo de los bancos estas facies aparecen asociadas a facies intermareal, formando una secuencia somerizante de potencia métrica.

Caracterizan ambientes submareales de alta energía, constituidos por la instalación de sistemas de *shoals* en toda la zona, dentro de una rampa poco estructurada. Solo están representados en la parte basal de la Fm. Fontanelles en Menorca (Fig. 6.27).



Figura 6.28. Principales facies de los sistemas deposicionales de la Megasecuencia-III. A, B) superficie kárstica del techo de la MSD-II y nivel de grainstone de la base de la Megasecuencia-III (Fm. Fontanelles, columna de El Toro (A), columna de Arenal d'en Castell (B), Menorca). C) Micritas bioturbadas de lagoon (Fm. Fontanelles, columna de Punta de S'Apres, Menorca). D) Alternancia entre niveles con laminación microbiana y niveles mas tractivos (Fm. Fontanelles, columna de Punta de S'Apres, Menorca). E) Calizas con laminación microbiana paralela (Fm. Fontanelles, columna de Punta de S'Apres, Menorca). F) Calizas con laminación microbiana irregular y brechas de colapso (paso al Keuper, Fm. Fontanelles, columna de Arenal d'en Castell, Menorca).

6.4.2. Análisis secuencial de la MSD-III

6.4.2.1. Mega-cortejos sedimentarios

Como el objetivo de esta tesis es el estudio de la facies Muschelkalk solo se ha estudiado en detalle la base de la Megasecuencia-III. El análisis de la distribución y evolución de los sistemas deposicionales dentro de las unidades que la componen han permitido distinguir cuatro megacortejos sedimentarios dentro de esta megasecuencia: el megacortejo de caída del nivel del mar (*“mega” fallingstage systems tract*), el megacortejo de bajo nivel del mar (*“mega” lowstand systems tract*), el megacortejo de subida de nivel del mar (*“mega” transgressive systems tract*) y el megacortejo de alto nivel del mar (*“mega” highstand systems tract*).

- ***Megacortejo de caída del nivel del mar (FSST-II)***

Este megacortejo representa el registro del intervalo en el que el nivel del mar cae, destruyéndose el espacio de acomodación y generándose una regresión forzada del sistema.

En Menorca este megacortejo está representado por una superficie erosiva que corta de forma irregular los sedimentos el techo de la Fm. Arenal d'en Castell (la SD-II.4), y presenta asociada algunas características kársticas que indican una exposición subaérea (Fig. 6.29). Esta superficie representa una bajada relativa del nivel del mar, debida a un levantamiento regional de la zona o a una bajada eustática del nivel del mar. Es difícil estimar la magnitud de esta bajada relativa del nivel del mar, pero teniendo en cuenta que quedan expuestas facies de rampa media y profundidad de la incisión observada en campo (Fig. 6.28A, B) debió ser de unos 10 a 15 metros (Escudero-Mozo et al., 2014).

En el E de Iberia (Fig. 6.29) este megacortejo está representado por la superficie erosiva de la base del Fm. Manuel, que representa un encajamiento de este sistema fluvial sobre las facies costeras del Keuper. En las Catalánides meridionales al no estar presente este ciclo fluvial no se ha podido diferenciar este megacortejo.

- ***Megacortejo de bajo nivel del mar (MLST-III)***

Este megacortejo se corresponde al momento en el que el mar comienza a subir y empieza a crear espacio de acomodación nuevamente (tasa de acomodación < tasa de sedimentación).

En el E de Iberia está representado por la sedimentación y el desarrollo de los sistemas fluviales de la Fm. Manuel (Arche et al., 2002; Arche y López-Gómez, 2014). La ausencia de materiales que representen este megacortejo en Menorca, indica que esta zona aun estaba expuesta, estando representado el MLST-III dentro de la discordancia que se empezó a formar durante el FSST (Fig. 6.29).

- **Megacortejo de subida del nivel del mar (MTST-III)**

Este megacortejo representa el momento en el que el mar está subiendo y el espacio de acomodación es mayor que la tasa de sedimentación, produciéndose una retrogradación del sistema.

En Menorca (Fig. 6.25, 6.28A, B) este pulso transgresivo está representado por la instalación de un sistema de *shoals* que rellena la superficie irregular generada durante el MFSST y el MLST. La instalación de estas facies de alta energía caracterizan una tercera entrada del mar en esta zona que instala de nuevo una rampa carbonática somera. La superficie de máxima inundación estaría situada en algún punto de los primeros bancos de calcarenitas.

En la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, tanto este megacortejo como el megacortejo de alto nivel que explicamos a continuación, estarían representados, dentro de las facies Keuper (Fig. 6.29).

- **Megacortejo de alto nivel del mar (MHST-III)**

Este megacortejo representa un momento en el que el mar está subiendo pero la tasa de acomodación es menor que la tasa de sedimentación, y se genera una progradación del sistema.

En Menorca (Fig. 6.25) este megacortejo refleja una progradación del sistema marcada por una somerización progresiva de las facies hacia techo de la secuencia desde la superficie de máxima inundación. El inicio del MHST-III está situado dentro de las facies submareales de alta energía (*shoals*), y está marcado por el momento en que los *shoals* empiezan a progradar (presentando cada vez menor espesor y tamaño de grano). Hacia techo, estos *shoals* evolucionan progresivamente a ambientes submareales de baja energía, ambientes intermareales, supramareales y finalmente a las facies costeras evaporíticas del Keuper.

6.4.3. Síntesis e interpretación de la megasecuencia

- **Megasecuencia-III**

Esta megasecuencia solo está presente en facies Muschelkalk en la Isla de Menorca, mientras que en el E de Iberia está representada por la facies Keuper. Representa varios episodios importantes: 1. Una bajada brusca del nivel del mar que deja expuesta la plataforma carbonática en Menorca; 2. Una reactivación del sistema en el E de Iberia representada por la sedimentación de una unidad siliciclástica entre las facies evaporíticas del Keuper; y 3. Una nueva subida del nivel del mar que provoca una última entrada del mar en Menorca después de la exposición subaérea (Fig. 6.29).

Basándonos en la edad del techo de la unidad infrayacente (Fm. Arenal d'en Castell) a esta megasecuencia se le puede inferir una edad intra-Carniense.

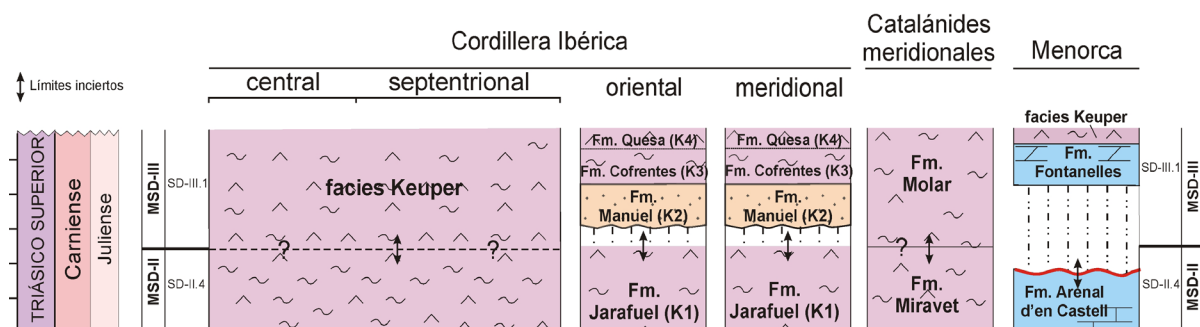


Figura 6.29. Síntesis y correlación de las secuencias deposicionales y de las unidades que forman la Megasecuencia-III en las distintas zonas de estudio.

7. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

7. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

En esta memoria se ha llevado a cabo un estudio multidisciplinar de los sedimentos marinos del Triásico Medio y del comienzo del Triásico Superior (facies Muschelkalk) en tres zonas del E de España: el SE de la Cordillera Ibérica, la zona meridional de la Cordillera Costero Catalana y Menorca. Para ello se han realizado estudios sedimentológicos, estratigráficos, paleontológicos, bioestratigráficos, geoquímicos y de estratigrafía secuencial que nos han permitido entender la evolución paleogeográfica de las zonas de estudio durante el Triásico Medio y el comienzo del Triásico Superior, y englobarlas en la evolución general del oeste del Tethys.

Durante el Triásico Medio, la paleogeografía del oeste del Tethys estaba controlada principalmente por: 1. La zona de cizalla dextral que separaba los continentes de Laurasia y Gondwana. Esta zona de cizalla atravesaba toda Pangea y conectaba Norte América y Europa, alcanzando el Paleotethys entre la Placa Ibérica y el macizo Marruecos; 2. El desplazamiento del continente de Cimmeria hacia el norte, que a su vez estaba controlado por las fallas de transferencia generadas por los movimientos laterales de la zona de cizalla (Ziegler y Stampfli, 2001; Stampfli y Borel, 2002; Gutiérrez-Alonso et al., 2008; Muttoni et al., 2009).

El desplazamiento de Cimmeria está relacionado con el proceso de rotura de Pangea, y fue especialmente importante ya que su progresiva migración hacia el norte controló la paleogeografía regional del oeste del Tethys, fue la responsable de la apertura del Neotethys y el paulatino cierre del Paleotethys, así como de las diferentes transgresiones del mar en las diferentes cuencas (Ziegler y Stampfli, 2001; Stampfli y Borel, 2002; Muttoni et al., 2009), incluyendo la zona de estudio de esta tesis (Escudero-Mozo et al., 2015)

7.1. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL E DE IBERIA Y MENORCA

El análisis de los datos presentes en esta memoria, ha permitido identificar y datar tres periodos claves que controlan la evolución de la zona de estudio. Estos periodos se corresponden con tres grandes episodios transgresivos-regresivos (megasecuencias), dentro de los cuales se han podido diferenciar y constreñir en el tiempo siete etapas evolutivas que controlan la evolución de las plataformas carbonáticas y la paleogeografía del E de Iberia y de Menorca durante el Triásico Medio y la parte inferior del Triásico Superior (Fig. 7.1).

7.1.1. Etapa 1. Comienzo de la primera transgresión e instalación de la primera rampa carbonática (Pelsoniense-Illiriense inferior)

Durante el Anisiense medio tiene lugar la primera entrada del mar del Tethys en el E de Iberia. Este primer pulso representa una subida progresiva del mar que comienza con la instalación sobre las facies continentales del Buntsandstein de sistemas costeros (facies Röt). Dentro de estos sistemas costeros se observa un aumento de la influencia marina hacia techo que termina con la instalación de de amplias rampas carbonáticas someras (Fm. Landete y

Muschelkalk inferior) en algunas zonas de el E de Iberia. Tras el periodo inicial de instalación, el sistema se estabiliza y las rampas se estructuran organizándose en cinturones de facies. Esta etapa solo está registrada en facies *Muschelkalk* en la Cordillera Costero Catalana y en la zona central y septentrional (dominio Mediterráneo) de la Cordillera Ibérica (Fig. 7.1). Por su parte, la ausencia de esta rampa en la zona oriental y meridional de la Cordillera Ibérica y en Menorca (dominio Levantino-Balear) sugieren que durante esta etapa este dominio era, un alto topográfico donde no había sedimentación, o bien un área poco subsidente donde dominaba la sedimentación costera (Fig. 7.1). Esta zona más elevada estable, evitaba la entrada del mar del Paleotethys desde el este y del Neotethys por el sudeste, así como la entrada de fauna procedente del dominio Sefardí (Neotethys) (Fig. 7.3A).

La presencia de dos secuencias deposicionales en la Cordillera Costero Catalana y en la zona septentrional de la Cordillera Ibérica, mientras que la zona central de Cordillera Ibérica solo aparece la última, junto con la presencia de facies más profundas en la Cordillera Costero Catalana, indican que esta primera transgresión se produjo en dos pulsos menores (SD-I.1, SD-I.2) que entran desde el NE a través de la cuenca Catalana, y alcanzan la cuenca Ibérica a través de un estrecho corredor N-S (Fig. 7.2A y B). Este corredor estaba limitado al norte por el alto de Girona, al este y al sur por el dominio Levantino-Balear y al oeste por el dominio Ibérico, quedando en medio como un alto topográfico el macizo del Ebro (Fig. 7.3A).

Además, tanto la presencia exclusiva de fauna procedente del Paleotethys durante esta etapa, que indica que nuestras cuencas solo estaban conectadas con este mar, como los datos de isótopos de Sr, que dan valores más marinos en las Cordillera Costero Catalana, apoyan esta reconstrucción paleogeográfica.

Basándonos en la información que aportan las asociaciones de polen y esporas, los foraminíferos, los ammonites y los conodontos, se ha podido datar esta etapa como Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense inferior) (Fig. 7.1).

7.1.2. Etapa 2. Regresión: progradación de la rampa carbonática y sedimentación de la unidad detrítica intermedia (Illiriense *p.p.*)

La evolución de estas plataformas carbonáticas caracteriza una regresión normal del sistema (progradación + agradación) marcada por una somerización progresiva de las sistemas deposicionales que se suceden (HST de la SD-I.2), y que finaliza con la instalación de grandes llanuras costeras fangosas con sabkha en todo el dominio Mediterráneo de Iberia (*Muschelkalk medio* en la Cordillera Costero Catalana; Fm. Mas en la Cordillera Ibérica) (Fig. 7.1; 7.2C). Apoyándonos en las edades de la etapa anterior y posterior, se le puede inferir, sin mayor precisión, una edad Illiriense *p.p.* a esta etapa.

La distribución de las rampas carbonáticas y de la unidad siliciclástica, así como la evolución del pulso transgresivo (que se produce en dos pulsos menores siendo el segundo extensivo sobre el primero) en el E de Iberia, están claramente controladas por altos topográficos asociados a antiguas fallas variscas. Esto sugiere que el ciclo transgresivo-regresivo

que conforma la MSD-I es de origen tectono-eustático, donde tanto la entrada del mar (Etapa 1) como el posterior confinamiento de la cuenca (final de la Etapa 2), están controlados a nivel suprarregional por eventos tectónicos derivados de los cambios paleogeográficos que estaban teniendo lugar en el oeste del Tethys.

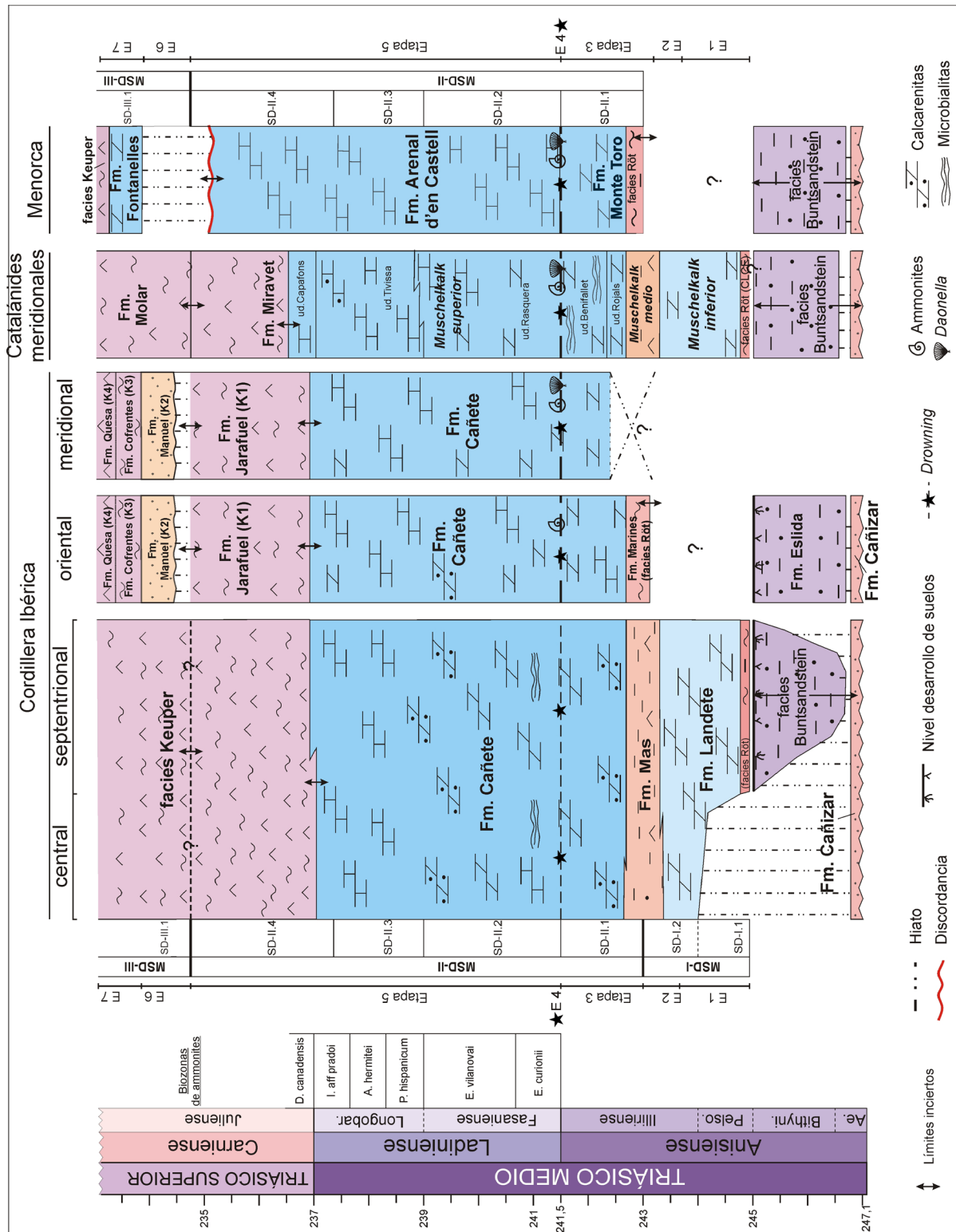


Figura 7.1. Síntesis y correlación de las secuencias deposicionales y de las diferentes etapas evolutivas de las facies Muschelkalk en las distintas zonas de estudio. MSD: Megasecuencia; SD: secuencia deposicional; Ae: Aegian; Bithyni: Bithyniense; Pelso: Pelsoniense; Car: Carniense.

7.1.3. Etapa 3. Segunda transgresión: instalación de la segunda rampa carbonática (Illiriense superior)

Durante el Anisiense superior (Illiriense superior), comienza una nueva y más extensiva transgresión del mar en el E de Iberia. Este segundo pulso transgresivo, que entra en la Península desde el este, instala nuevamente condiciones marinas sobre las facies costeras de la etapa anterior, y cubre por primera vez algunas de las zonas que constituían áreas elevadas durante la primera etapa, como la zona oriental y meridional de la Cordillera Ibérica y la Isla de Menorca (dominio Levantino-Balear), o el dominio Ibérico. Esta etapa representa

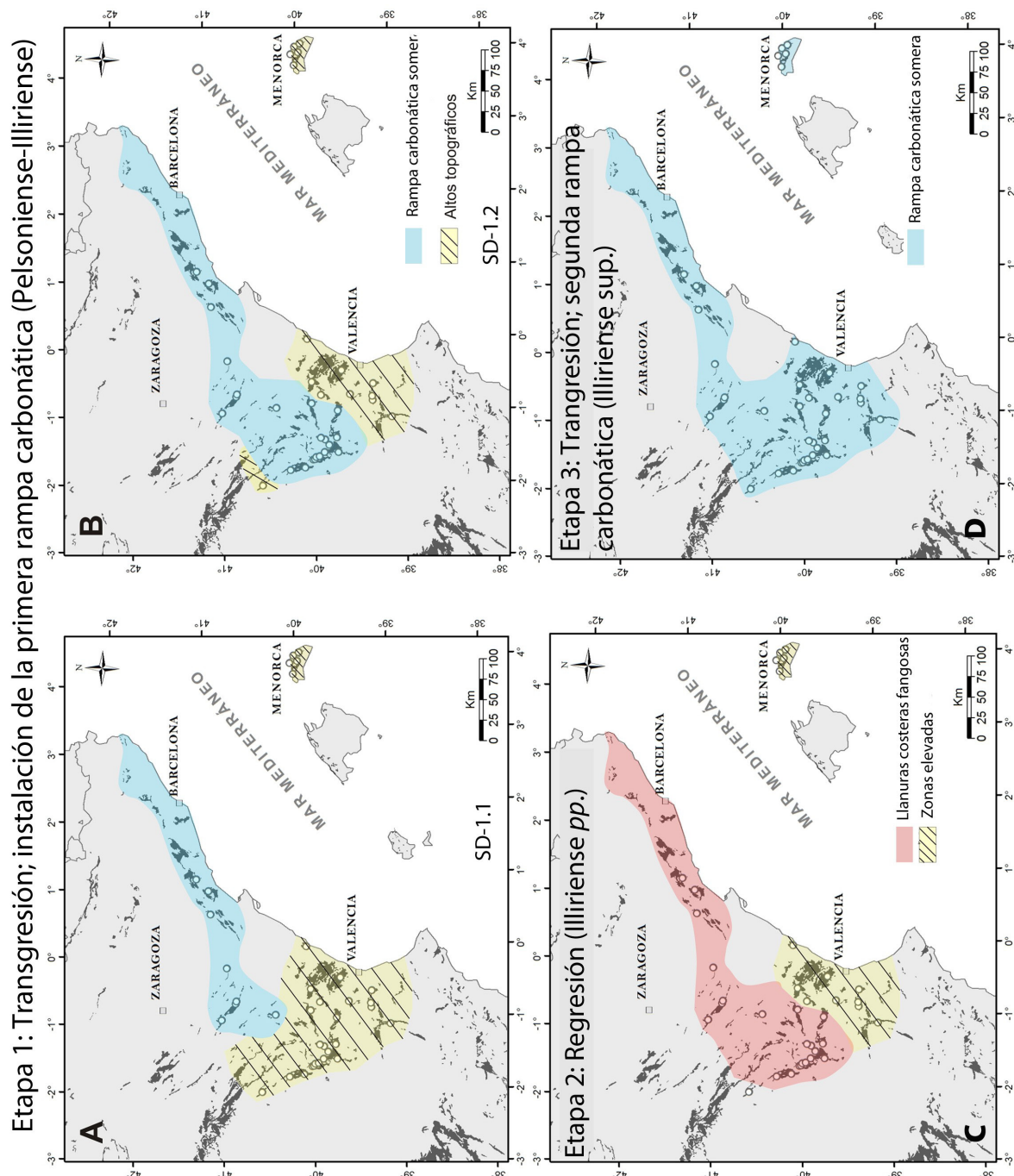


Figura 7.2. Distribución paleogeográfica de los depósitos que constituyen las distintas etapas evolutivas de las plataformas carbonáticas en las zonas de estudio. Ver figura 3.1 para más información sobre las columnas estratigráficas.

la instalación de una nueva plataforma carbonática somera en todas las zonas de estudio (Fig. 7.2D). Está representada por la por la parte inferior del *Muschelkalk superior* (unidad Rojals y unidad Benifallet) en la Cordillera Costero Catalana, por la base de la Fm. Cañete en la Cordillera Ibérica y por la Fm. Monte Toro en Menorca (SD-II.1) (Fig. 7.1).

Aunque las asociaciones de fósiles encontradas en los materiales que constituyen esta etapa, están formadas principalmente por fauna de afinidad Alpina, la presencia de algunas especies comunes con Israel procedentes de la bioprovincia Sefardí, implica que durante esta etapa ya había conexión con el Neotethys.

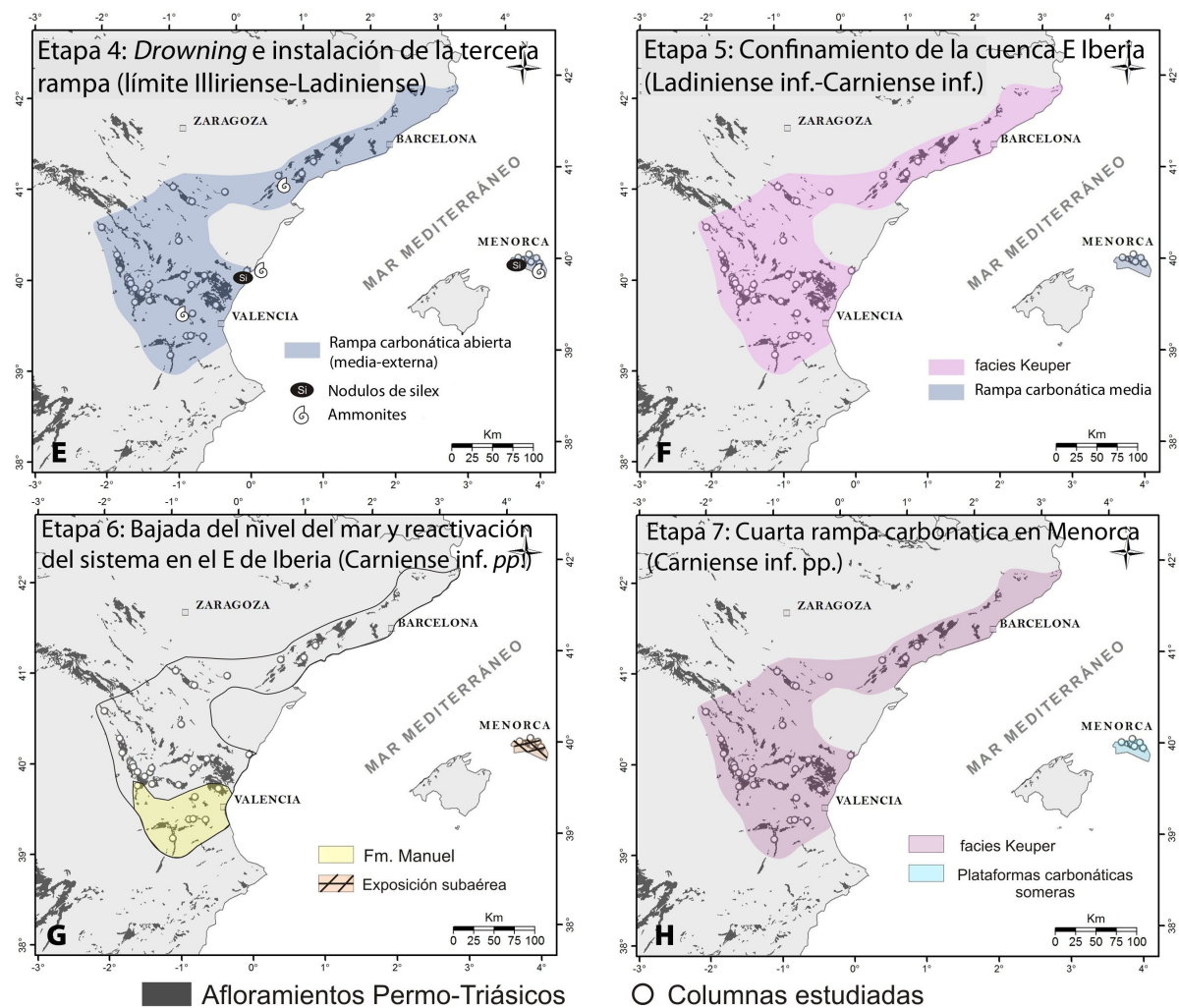


Figura 7.2. Continuación.

7.1.4. Etapa 4. Drowning del sistema e instalación de la tercera rampa carbonática (límite Anisiense - Ladiniense)

Durante el límite Anisiense-Ladiniense se produce un *drowning* generalizado de las plataformas Illirienses previas, seguido por la instalación de condiciones marinas abiertas sobre las facies someras que caracterizaban la etapa anterior (Fig. 7.2E). Este evento de *drowning*, que está ligado a una subida brusca del nivel del mar, ha sido identificado en todas las zonas estudio (Fig. 7.1), estando especialmente bien representado en la isla de Menorca (entre el techo de la Fm. Monte Toro y la base de la Fm. Arenal d'en Castell), donde aparece marcado por una superficie de *hardground* seguida por una serie niveles condensados que presentan abundantes nódulos de sílex y ammonites, entre los que encontramos *Eoprotrachyceras curionii* que marca la base del Ladiniense (Biozona Curionii) y data el evento como Fasanense basal (Escudero-Mozo et al., 2014). En la zona más oriental de la Cordillera Ibérica (dominio Levantino-Balear), en la columna de Agujas de Santa Águeda, también aparece un nivel de condensación muy similar a los descritos en Menorca que contiene nódulos de sílex y ammonites. En el resto del E de Iberia, este brusco pulso transgresivo está representado por la instalación brusca de facies marinas abiertas sobre el techo de la etapa anterior, estando marcado por un contacto neto en la Cordillera Ibérica y por una superficie de *hardground* (contacto entre la unidad Benifallet y la unidad Rasquera) en la Cordillera Costero Catalana, donde también aparece *Eoprotrachyceras curionii* (Calvet et al., 1990; Escudero-Mozo et al., 2015).

En cuanto a la fauna, en Menorca y en la Cordillera Costero Catalana, esta etapa coincide con el momento de mayor diversidad de ammonites del Triásico. En Menorca, junto con las especies endémicas típicas del E de Iberia (dominio Mediterráneo y Levantino-Balear), se encuentran abundantes especies de afinidad alpina y escasos ejemplares de fauna de afinidad Sefardí. La gran diversidad de ammonites que caracteriza este pulso transgresivo, junto con la presencia de las facies más profundas del Triásico Medio, indican que el Fasanense inferior es el momento en que las cuencas Españolas presentan una mayor conexión con el oeste del Tethys (Escudero-Mozo et al., 2014, 2015).

Tanto la etapa anterior como ésta, están relacionadas con un reajuste tectónico de las microplacas que conforman el oeste del Tethys asociado a la progresiva apertura del Neotethys, donde la combinación de la subsidencia termal, la subida del nivel del mar y los movimientos de Cimmeria (Ziegler and Stampfli, 2001; Vargas et al., 2009) crean un nuevo escenario paleogeográfico, donde muchos de los altos topográficos previos son cubiertos por el mar, y las pequeñas y aisladas cuencas someras que caracterizan la etapa anterior quedan ampliamente conectadas entre ellas por un nuevo mar (Fig. 7.3B). Esta amplia conexión, que se produce sobre todo durante la Etapa 4, explicaría la llegada de tanta fauna procedente del dominio Alpino y permitiría una mayor migración de fauna procedente del dominio Sefardí (Escudero-Mozo et al., 2014, 2015).

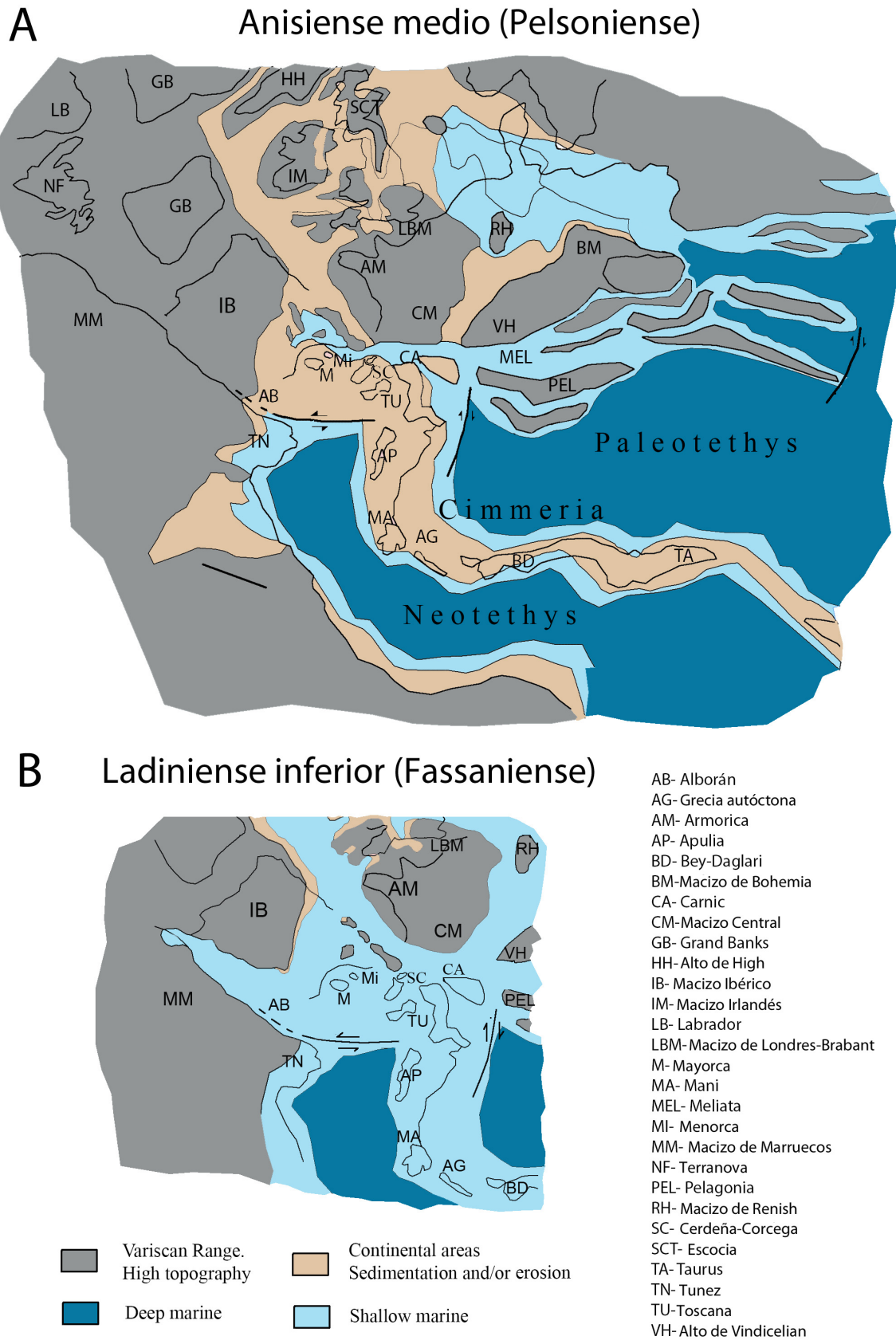


Figura 7.3. Reconstrucción paleogeográfica de la zona más occidental del Tethys, durante el Anisiense medio (Etapa 1) y el Ladiniense inferior (Etapa 4). Mapa basado en los datos de Ziegler y Stampfily (2001), Stampfily y Borel (2002) y Muttoni et al. (2009).

7.1.5. Etapa 5. Evolución de la tercera rampa carbonática y confinamiento de la cuenca en el E de Iberia (Ladiniense inferior-Carniense inferior p.p.)

Esta etapa caracteriza una regresión normal de todo el sistema desde el Fasaniense hasta el Carniense inferior. En la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, está representada por una somerización progresiva de las rampas carbonáticas (parte media y superior de la Fm. Cañete, y unidades Rasquera, Benifallet y Capafons del *Muschelkalk superior*, respectivamente), que finaliza con un confinamiento de la cuenca y la instalación de grandes sistemas de llanuras costeras evaporíticas en todo el E de Iberia (facies Keuper) (Figs. 7.1, 7.2F). La presencia de ammonites longobardienses y de asociaciones de polen de afinidad Carniense a techo de la Fm. Cañete, indican que posiblemente en la Cordillera Ibérica, el límite Ladiniense-Carniense en esta zona este situado en los niveles de transición entre la facies *Muschelkalk* y el Keuper. En la Cordillera Costero Catalana este límite tampoco está bien definido ya que a techo del *Muschelkalk superior* no se ha encontrado fauna con valor cronoestratigráfico, pero basándonos en la edad de las secuencias deposicionales y en la similitud que presenta esta zona con Menorca es posible que la unidad Capafons sea de edad Carniense (Fig. 7.1).

En Menorca (Fig. 7.2F), esta etapa está representada por una unidad carbonática de edad Fasaniense-Carniense basal (Fm. Arenal d'en Castell), que se caracteriza por presentar una ligera tendencia somerizante desde las facies de rampa externa que se instalan durante la Etapa 4 a facies de rampa media. En esta zona, la presencia de ammonites de edad Carniense inferior a techo de la Fm. Arenal d'en Castell, nos permite situar el límite Ladiniense-Carniense dentro de la facies *Muschelkalk* (Fig. 7.1).

En el E de Iberia, durante el Fasaniense superior-Longobardiense, se ve un aumento en la diversidad de las asociaciones de fósiles. Como ya hemos comentado en el capítulo 4 este aumento en la diversidad del registro fósil esta principalmente controlado por las facies y la escasa dolomitización de estos niveles, aunque también se puede deber a cambios en el ambiente que favorezcan el desarrollo de estas paleocomunidades (aumento de nutrientes, salinidad normal, cambios de temperatura, etc...) (Escudero-Mozo et al., 2015). En general estas asociaciones están formadas principalmente por especies de afinidad Alpina, aunque en la Cordillera Ibérica se ve una clara influencia de la bioprovincia Sefardí desde el Fasaniense.

7.1.6. Etapa 6. Bajada brusca del nivel del mar y reactivación del sistema en el E de Iberia (Carniense inferior p.p.)

Durante el Carniense inferior, en Menorca, donde la sedimentación carbonática había continuado mientras el E de Iberia estaba dominado por los sistemas costeros evaporíticos del Keuper, queda registrado un brusco descenso del nivel del mar que deja expuesta la plataforma y corta de forma brusca la sedimentación carbonática en esta zona (Fig. 7.2G). Esta etapa está representada por una superficie erosiva que presenta asociadas evidencias kársticas a techo de la Fm. Arenal d'en Castell (Fig. 7.1). Es difícil estimar la magnitud de la bajada del nivel del mar, pero teniendo en cuenta que quedan expuestas facies de rampa media y la profundidad de la cicatriz erosiva presente en los afloramientos (Fig. 6.28), debido

ser de al menos unos 10-15 m (Escudero-Mozo et al., 2014). Basándonos en la edad del techo de la Fm. Arenal d'en Castell (Etapa 5) se le puede inferir una edad intra-Carniense para esta etapa.

En la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana esta etapa está representada dentro de las facies Keuper, aunque solo ha quedado claramente registrada en algunas zonas de la primera (zona meridional y oriental de la Cordillera Ibérica). Representa una reactivación del sistema que provoca el encajamiento y desarrollo de sistemas fluviales, reflejado por la sedimentación de una unidad arenosa (Fm. Manuel) entre las sucesiones lutítico-evaporíticas del Keuper. En las zonas donde esta unidad no está representada, no se ha podido identificar claramente esta etapa (Cordillera Costero Catalana y zona central de la Cordillera Ibérica) (Fig. 7.1).

Aunque la brusca bajada del nivel del mar registrada en Menorca, se podría atribuir a un proceso local independiente del que genera la sedimentación de la Fm. Manuel, las características de esta etapa en ambas zonas, su datación y la interpretación secuencial indican que estos dos procesos están muy relacionados entre sí, y que seguramente se generaron durante el mismo evento.

7.1.7. Etapa 7. Instalación de una nueva rampa carbonática en Menorca (Carniense inferior p.p.)

En Menorca, tras la brusca bajada del nivel del mar que caracteriza la Etapa 6, se registra un nuevo pulso transgresivo que instala una nueva rampa carbonática somera en esta zona (Fm. Fontanelles), que presenta hacia techo un tránsito gradual con las facies costeras del Keuper (Figs. 7.1 y 7.2H). En la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana esta etapa está representada completamente dentro de las facies Keuper (Fig. 7.1).

Basándonos en la edad de la unidad infrayacente y de la Etapa 6, a esta etapa se le puede inferir, sin mayor precisión una edad Carniense inferior *p.p.*, al igual que al límite entre las facies Muschelkalk y Keuper, que en comparación con el E de Iberia, sería más joven (Fig. 7.1). La diferencia de edad que presenta el límite entre la facies Muschelkalk-Keuper en las diferentes zonas estudiadas, es similar a la descrita por otros autores en algunas zonas de Europa como la cuenca Alemana (Franz et al., 2013 y referencias incluidas).

7.2. CORRELACION CON OTRAS ZONAS DEL TETHYS

Teniendo en cuenta todos los datos expuestos en el apartado anterior, se ha llevado a cabo una comparación detallada de nuestras cuencas con otras zonas del E de Iberia y del oeste del Tethys, donde se han podido distinguir y correlacionar etapas evolutivas similares. La mejora de las dataciones de las facies Muschelkalk basadas en ammonites, sobre todo en Menorca, ha permitido datar con bastante exactitud las secuencias deposicionales del Ladinense, así como definir varias biozonas de ammonites, que han podido ser correlacionadas con las cronozonas estándar del Tethys propuestas por Balini et al. (2010). Esto ha permitido, en colaboración con el Dr. Piero Gianolla de la Universidad de Ferrara, establecer una

correlación entre secuencias deposicionales del este de Iberia (y de Menorca) y las secuencias definidas en los Dolomitas (Alpes Meridionales). Lógicamente, existen diferencias entre estas dos zonas del Tethys, achacables posiblemente a procesos tectónicos, paleogeográficos y climáticos que caracterizaron la evolución regional de cada zona. Por otro lado, cabe indicar que los tres eventos principales que marcan la evolución de nuestras cuencas (Etapa 1, Etapa 4 y Etapa 6), coinciden con etapas de mayor actividad extensional en todo el oeste del Tethys (Fig. 7.4).

Durante el Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense inferior), se produce la primera entrada del mar en Iberia (Etapa 1). Esta etapa, que representada los primeros sedimentos marinos del Triásico (facies Röt, Fm. Landete y *Muschelkalk inferior*) solo está representada en algunas zonas del E de Iberia (dominio Mediterráneo), mientras que en el dominio Levantino-Balear al igual que en otras cuencas del E de Iberia o del área Mediterránea actual como la Cordillera Bética, Menorca o Cerdeña esta etapa no está registrada por depósitos marinos (Pérez-Valera y Pérez-López, 2008; Knaust y Costamagna, 2012, respectivamente) (Fig. 7.4). Más hacia el este, este evento transgresivo ha sido descrito en otras zonas del oeste y del centro de Europa (Fig. 7.4), como el *Muschelkalk inferior* de la cuenca Alemana (Aigner y Bachmann, 1992), el *Muschelkalk inferior* (*Dolomie à Myophoria orbicularis*) de la cuenca de París (Goggin et al., 1997; Goggin y Jacquín, 1998; Bourquin et al., 2007) o la Fm. Tagyon, y la Fm. Felsőörs en Hungría (Haas et al., 2012). Por su parte, en los Dolomitas (Alpes Meridionales), esta etapa estaría representada por las Calizas de Recoaro, la Fm. Serla superior, la Fm. Morbiac y la Fm. Contrin. Pudiendo correlacionarse las dos secuencias deposicionales descritas en Iberia (SD-I.1 y SD-I.2) con las secuencias An3 y An4 de los Dolomitas (De Zanche et al., 1993; Gianolla et al., 1998; Stefani et al., 2010; Gianolla et al., 2014) (Fig. 7.5).

Una evolución similar a la descrita para la Etapa 2 en el E de Iberia (Fm. Mas, *Muschelkalk medio*) ha sido descrita en otros dominios paleogeográficos del centro de Europa (Fig. 7.4), donde sobre los carbonatos de la primera transgresión se instalan potentes unidades formadas por evaporitas, arcillas, margas y carbonatos como el *Muschelkalk Medio* (Mittlerer *Muschelkalk*) de la cuenca Alemana (Aigner y Bachmann, 1992; Kozur y Bachmann, 2008, 2010) o las unidades *Couches Rouges*, *Couches Grises* y *Couches Blanches* de la cuenca de París (Goggin et al., 1997).

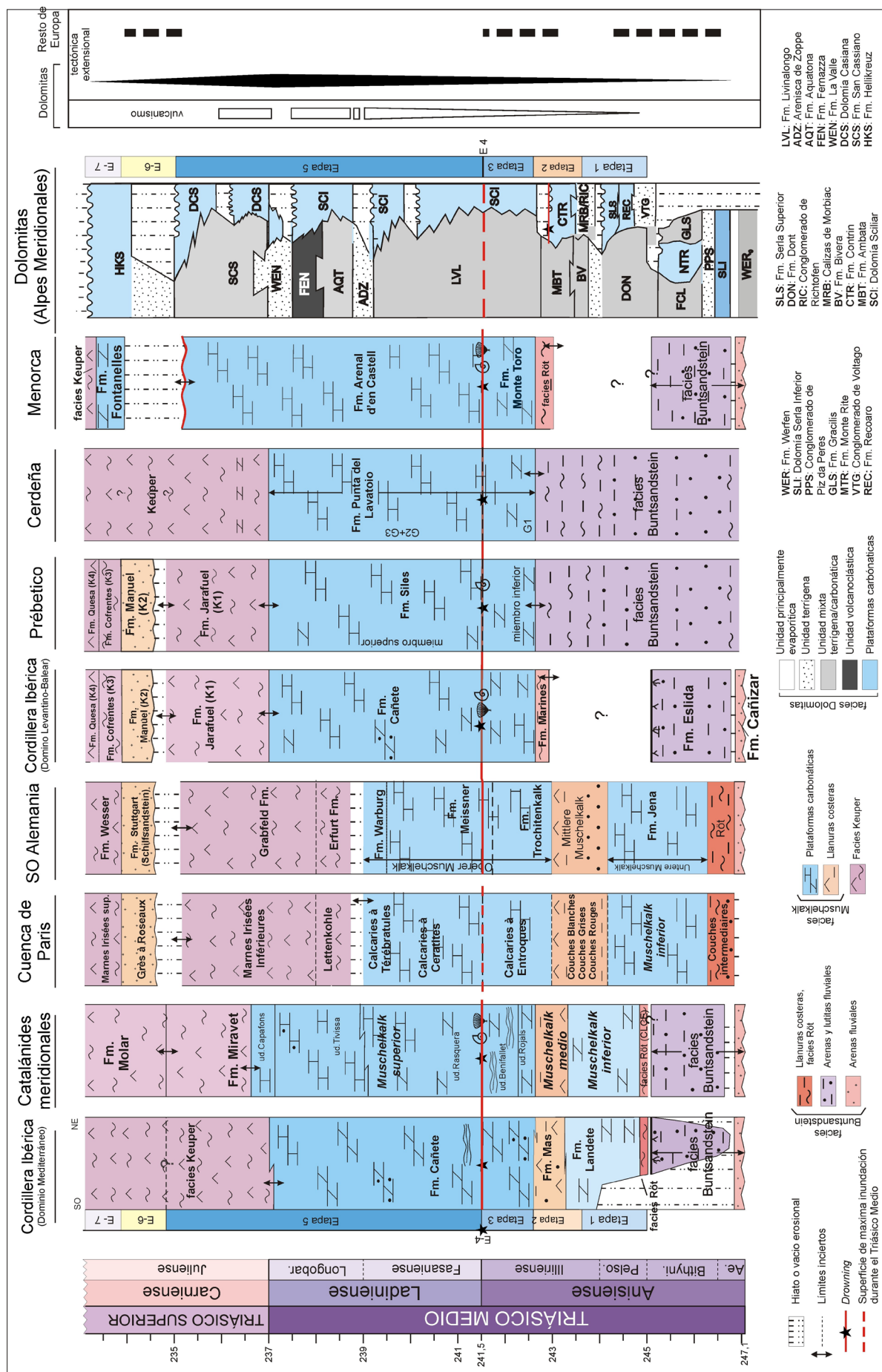
La nueva rampa carbonática que se instala durante el Illiriense superior en el E de Iberia (Fm. Cañete, *Muschelkalk superior*) y en Menorca (Fm. Monte Toro), debido a un nuevo pulso transgresivo (Etapa 3), es equivalente y esta genéticamente relacionada con otras plataformas generadas en otras cuencas de Iberia y del oeste del Mediterráneo, como el miembro inferior de la Fm. Siles en el Prebético de la Cordillera Bética (Pérez-Valera, 2005; Pérez-Valera y Pérez-López, 2008) o la base de la Fm. Punta de Lavatoio en Cerdeña (Costamagna y Barca, 2002; Knaust y Costamagna, 2012) (Fig. 7.4). Más hacia el este, esta etapa está representada en diferentes dominios paleogeográficos y tectónicos, como la Fm. Trochitenkalk (Obere *Muschelkalk*) en la cuenca Alemana (Aigner y Bachmann, 1992) o en la Fm. Calcaries à Entroques en la cuenca de París (Goggin et al., 1997) (Fig. 7.4). En nuestras zonas de estudio esta etapa está representada por una secuencia deposicional (SD-II.1).

Eventos similares al brusco pulso transgresivo que representa la Etapa 4 (Anisiense terminal-Ladiniense basal), han sido descritos en muchas cuencas del oeste del Tethys (Fig. 7.3), aunque la edad y la evolución sedimentaria puede variar de unos lugares a otros. Estas diferencias se deben posiblemente al origen tectónico de estos eventos, que estarían relacionados con los cambios paleogeográficos que están teniendo lugar en esta zona del Tethys, y que no son isócronos. En los Alpes Meridionales se ha descrito un evento similar, aunque más antiguo (dentro de la zona Reitzi del Illiriense), que está representado por un *drowning* de algunas de las plataformas carbonáticas previas (Fm. Contrin), por parte de la primera dolomía Sciliar, y de la Fm. Livinallongo o Buchenstein (De Zanche et al., 1993; Bosellini et al., 2003; Brack et al., 2007; Stefani et al., 2010) (Fig. 7.5). Una evolución similar a la de los Alpes Meridionales se observa también en Hungría, donde estaría representada por el *drowning* de la Fm. Tagyon, la Fm. Vázoly y parte de la Fm. Buchenstein (Vörös et al., 2003; Budai y Vörös, 2006; Haas et al., 2012). Cabe destacar, que a pesar del decalaje que presentan los eventos de *drowning* entre las diferentes cuencas, la superficie de máxima inundación es isócrona en casi todas (Fig. 7.3). Por su parte, en otras cuencas donde no ha sido descrito un evento de *drowning*, la Etapa 4 suele coincidir en tiempo con la superficie de máxima inundación (Fig. 7.3), como en la base de las *Calcaires á Ceratites* en la cuenca Paris (Goggin y Jacquin, 1998); en los Alpes Cottian, en las Briançonnais Meridionales (Costamagna, 2013) e incluso en lugares tan lejanos como la cuenca Sverdrup en el Ártico (Embry, 2008) o el Mar de Barents (Skjold et al., 1998). En la cuenca Alemana la superficie de máxima inundación está situada a base de la Fm. Meissner, y esta datada como Illiriense superior (Bachmann y Kozur, 2004; Franz et al., 2013).

Esta etapa, que se corresponde con la transgresión más extensiva del mar durante el Triásico Medio en el oeste del Tethys (Fig. 7.3B), coincide en el tiempo con una etapa de máxima subsidencia en muchas de estas cuencas y con un intenso periodo de vulcanismo en esta zona (De Graciansky et al., 2011), que seguramente estén relacionados con un incremento en la apertura del Neotethys y los procesos asociados (Ziegler y Stampfli, 2001; Stampfli y Hochard, 2009).

Este periodo de intensa actividad volcánica está bien registrado en varias zonas del oeste del Tethys (Stocker et al., 2012 y referencias incluidas), donde suele estar representado por la deposición de potentes series que contienen material volcanoclástico, como la Fm. Livinallongo/Fm. Buchenstein en los Alpes Meridionales (De Zanche et al., 1993; Gianolla et al., 1998; Bosellini et al., 2003; Brack et al., 2007) o la Fm. Vázoly en Hungría (Pálffy et al., 2003; Budai y Vörös, 2006; Haas et al., 2012).

Todo lo anteriormente expuesto sugiere que el evento de *drowning* reconocido en nuestra zona de estudio pudo estar favorecido además de por la rápida subida del mar, por otros factores como la acidificación del agua del mar asociada al intenso vulcanismo (lo que podría explicar los procesos de silicificación asociados a este evento), y la entrada de grandes masas de aguas más frías procedentes del Neotethys (Preto et al., 2005; Roberts y Rouse, 1982).



Este brusco pulso transgresivo está seguido de una etapa caracterizada por una estabilización del sistema durante el cual se recupera la producción de carbonatos y se instalan amplias plataformas que presentan una lenta y progresiva somerización. En el marco de esta somerización gradual del sistema, se reconocen varios pulsos transgresivos menores que definen las correspondientes secuencias deposicionales (Etapa 5). En el E de Iberia esta etapa caracteriza una somerización progresiva de las plataformas, desde las facies de plataforma abierta instaladas en la etapa anterior, hasta las facies costeras del Keuper. Una evolución similar a ésta ha sido descrita en otras cuencas del oeste del Tethys y de Centro Europa (Fig. 7.4), como en el Prebético de la Cordillera Bética (Fm. Majanillos – facies Keuper) (Pérez-López, 1998), en la Isla de Cerdeña (Fm. Punta de Lavatoio - facies Keuper) (Knaust y Costamagna, 2012), en la cuenca Alemana (Muschelkalk superior - Keuper inferior) (Franz et al., 2013), en Hungría (Fm. Buchenstein - Fm. Vezsprén) (Budai and Vörös, 2006), en la Cuenca de París (Goggin et al., 1997; Goggin y Jacquin, 1998), o en el sur de Francia (Duran et al., 2011). En Menorca esta etapa está completamente representada por carbonatos (Fm. Arenal d'en Castell) y caracteriza una ligera progradación de la plataforma carbonática desde facies de rampa externa, que se instalan durante el final de la Etapa 4, a facies de rampa media. La evolución de esta zona es más parecida a la descrita en los Alpes Meridionales donde estaría representada por las sucesivas plataformas de la Fm. Sciliar y la Dolomía Cassiana (Gianolla et al., 1998; Bosellini et al., 2003; Stefani et al., 2010; Gianolla et al., 2014).

Cabe destacar, que para el intervalo Illiriense superior-Fasaniense en el E de Iberia y en Menorca se han identificado dos secuencias deposicionales (SD-I.1 y SD-II.2), mientras que en los Alpes Meridionales sólo se ha descrito una (An-5). Así pues, las secuencias deposicionales SD-I.1 (Etapa 3; Illiriense superior *p.p.*) y SD-II.2 (Etapa 4 y comienzo de la Etapa 5; límite Anisiense-Ladiniense y Fasaniense), serían equivalentes a la secuencia An-5 de los Alpes Meridionales. Esta diferencia entre ambas zonas, se debe posiblemente a los diferentes regímenes tectónicos que actuaban en cada zona, ya que durante esta época la evolución de los Alpes Meridionales estaba controlada por un periodo de tectónica distensiva muy activa (p.ej., De Zanche et al., 1993) (Fig. 7.5).

Por su parte, las dos secuencias deposicionales de edad Longobardiense-Carniense inferior (DS-II.3 y Ds-II.4) y que caracterizan la Etapa 5, se correlacionan bastante bien con las secuencias La-1 y La-2 definidas en los Dolomitas (Gianolla et al., 1998; Bosellini et al., 2003; Stefani et al., 2010; Gianolla et al., 2014) (Fig. 7.5). Además es posible que las tres secuencias deposicionales definidas para el Ladiniense-Carniense inferior en el E de Iberia y Menorca, sean equivalentes a las tres secuencias ladinienses diferenciadas en el Ártico por Embry (2008).

Figura 7.4 .Correlación estratigráfica de las diferentes unidades del Triásico Medio y Superior y de las principales etapas identificadas en la facies Muschelkalk a lo largo de las cuencas que conformaban la zona occidental y noroccidental del Tethys. Cuenca de París (Goggin et al., 1997; Bourquin et al., 2007); NW de Alemania (Kozur y Bachmann, 2008; Kozur y Bachmann, 2010; Franz et al., 2013); Prebético (Pérez-Valera, 2005; Pérez-Valera y Pérez-López, 2008); Cerdeña (Knaust y Costamagna, 2012); Dolomitas (Stefani et al., 2010); correlación entre las diferentes facies del Keuper (Salvany y Ortí, 1987; Pérez-López, 1996; Arche y López-Gómez, 2014).

En nuestras zonas de estudio, durante el Carniense inferior tiene lugar la Etapa 6, caracterizada por una bajada generalizada y brusca del nivel relativo del mar. En el E de Iberia esta etapa está representada por la Fm. Manuel, unidad que se asocia al “Evento pluvial del Carniense” (“*Carnian pluvial event*”) (Arche y López-Gómez, 2014) y que se reconoce a lo largo del oeste del Tethys y en las cuencas centro europeas (Aigner y Bachmann, 1992; Gianolla y Jacquin, 1998; Arche y López-Gómez, 2014). Este evento está asociado a un aumento de la actividad tectónica extensional en el Tethys y a un cambio climático que pudo inducir un incremento en las precipitaciones y en la escorrentía superficial (p.ej. Simms y Ruffel, 1990; Stefani et al., 2010; Gianolla et al., 2014; Arche y López-Gómez, 2014 y referencias incluidas). Al Evento pluvial del Carniense se le atribuye una edad Juliense superior (p.ej. Simms y Ruffel, 1990; Simms et al., 1995; Kozur y Bachmann, 2010; Roghi et al., 2010; Kolar-Jurkovsek y Jurkovset, 2010; Arche y López-Gómez, 2014). En muchas otras zonas del oeste del Tethys y del centro Europa donde dominaban los ambientes costeros, como en el E de Iberia, este evento también está representado por una cuña siliciclástica depositada entre las facies evaporíticas del Keuper (Arche y López-Gómez, 2014), como la Fm. Stuttgart (*Schilfsandstein*) en la cuenca Alemana (Aigner y Bachmann, 1992; Kozur y Bachmann, 2010), la Fm. Grès *a Roseaux* en la cuenca de Paris (Goggin y Jacquin, 1998) o la Fm. Manuel en la zona en la Cordillera Bética (Arche y López-Gómez, 2014). Situaciones similares han sido descritas también en Portugal, el NW de África o América del Norte (Arche y López-Gómez, 2014).

En Menorca, donde la plataforma carbonática previa había quedado expuesta (techo de la Fm. Arenal d'en Castell) había quedado expuesta, se registra una nueva subida del nivel del mar que vuelve a instalar condiciones marinas someras con sedimentación carbonática (Fm. Fontanelles). En el E de Iberia la Etapa 7 representa la reinstalación de las llanuras costeras evaporíticas del Keuper (Fi. 7.3).

Una evolución similar a la que presenta Menorca durante las Etapas 6 y 7 ha sido descrita para algunas zonas del oeste del Tethys, como los Dolomitas (Gianolla et al., 1998; Stefani et al., 2010; Gianolla et al., 2014), donde este evento está representado por una bajada brusca del nivel mar que produce una exposición subaérea de las plataformas carbonáticas, formándose importantes superficies kársticas como a techo de la Dolomía Cassiana; la interrupción del crecimiento de las plataformas carbonáticas debido al incremento de la llegada de material siliciclástico (base de la Fm. Hellikreuz) (Etapa 6); y la posterior reactivación del sistema con la instalación de nuevas plataformas mixtas (parte superior de la Fm. Hellikreuz) (Etapa 7). Cabe señalar la ausencia de siliciclásticos en Menorca, seguramente se deba a la lejanía de ésta del área fuente.

Por todo ello, la MSD.III (Etapa 6 y 7) descrita en el E de Iberia y en Menorca sería equivalente a la secuencia Car 2 descrita en los Dolomitas (Fig. 7.3). Esto plantea un problema de correlación a nivel de secuencias deposicionales. En Menorca sólo hemos reconocido una secuencia deposicional (SD-II.4) para un intervalo temporal en el que, en los Dolomitas, se reconocen las secuencias La 2 y Car 1 (Fig. 7.3). Esta falta de correlación puede ser debida a: 1) erosión asociada a la Etapa 6 de una secuencia completa, 2) dificultad para diferenciar dos posibles secuencias en facies muy homogéneas; o 3) existencia real de un número diferente de secuencias en las dos zonas asociada a factores locales.

E-Iberia y Menorca				Dolomitas			
Biozonas de ammonites				Secuencias deposicionales			
				Subbiozonas de ammonites			
TRIÁSICO MEDIO	Anisiense	Pelso.	Ae. Bythinian	SD-I.1	An 3	Cucense	Pelso.
		Illiriese	Ae. Bythinian	SD-I.2	An 4	Reitzi	Illiriese
	Ladiniense	Fasaniense	Longo.	SD-II.2		Curioni	Fasaniense
		E. curionii	E. vilanovai	SD-II.3	La 1	Longobardicum	Longo.
T. SUPERIOR	Carniense	Tuva.		SD.III	Car 2	Dilleri	Tuva.
		Juliese	D. canadensis	?	Car 1	Aonoides	Juliese
	Carniense	Tuva.		SD.III	Car 2	Austriacum	Tuva.
		Juliese	D. canadensis	?	Car 1	Aonoides	Juliese

Figura 7.5. Correlación de las secuencias deposicionales identificadas en la facies Muschelkalk del E de Iberia y de Menorca con las secuencias deposicionales identificadas en el Triásico Medio y Superior en los Dolomitas (Alpes Meridionales) (Stefani et al., 2010).

8. CONCLUSIONES

8. CONCLUSIONES

En esta tesis se realiza por primera vez un estudio multidisciplinar (sedimentológico, paleontológico, estratigráfico-secuencial, geoquímico) de la facies *Muschelkalk* en el E de Iberia (SE de la Cordillera Ibérica y Catalánides meridionales) y Menorca.

En la zona de estudio se han identificado tres de los cuatro dominios paleogeográficos definidos previamente para el Triásico: 1) el dominio Ibérico, que aparece en el borde más occidental de la Cordillera Ibérica (CI), y está representado por una única unidad carbonática, la Fm. Cañete, que se apoya directamente sobre el basamento; 2) el dominio Mediterráneo, que está presente en la zona central y septentrional de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana (CCC), y se caracteriza por estar formado por tres unidades: una unidad carbonática inferior (Fm. Landete o *Muschelkalk inferior*), una unidad detrítica intermedia (Fm. Mas o *Muschelkalk medio*), y una unidad carbonática superior (Fm. Cañete o *Muschelkalk superior*); 3) el dominio Levantino-Balear, que aparece en la zona oriental y meridional de la CI y en Menorca, y se caracteriza por la presencia un único termino carbonático que se deposita sobre una unidad en facies Röt (denominada la Fm. Marines en la zona oriental de la CI). En la CI, la unidad carbonática que aparece en este dominio se corresponde con la Fm. Cañete. Menorca, aunque se considera perteneciente al dominio Levantino-Balear, ya que la facies *Muschelkalk* está representada por un sólo termino carbonático, presenta ciertas diferencias litoestratigráficas respecto a la CI; así, en Menorca, en base a la sedimentología y las principales discontinuidades se ha podido diferenciar tres unidades, que de muro a techo son: Fm. Monte Toro, Fm. Arenal d'en Castell y Fm. Fontanelles.

En base a estos estudios arriba señalados, se extraen las siguientes conclusiones:

1- Se ha reinterpretado la definición tradicional del dominio Levantino-Balear, habiéndose descartado la presencia de carbonatos equivalentes a la unidad carbonática inferior descrita tanto en la zona central de la CI como en la CCC. Esto implica: 1) La unidad carbonática en facies *Muschelkalk* descrita tradicionalmente por otros autores en la zona oriental de la Cordillera Ibérica, equivale sólo a la unidad carbonática superior (Fm. Cañete), en lugar de a las tres unidades en facies *Muschelkalk* descritas en el dominio Mediterráneo; 2) En Menorca, tan solo las dos unidades inferiores (Fm. Monte Toro y Fm. Arenal d'en Castell) son equivalentes estratigráficamente a la unidad carbonática superior descrita en la Península; y 3) La tercera unidad diferenciada en Menorca (Fm. Fontanelles) constituye un nuevo término carbonático, no presente en las demás zonas de estudio y más moderno que la unidad carbonática superior del E de Iberia, por lo que sería equivalente a parte de las unidades en facies Keuper definidas en esta última zona.

2- Se ha definido con mayor precisión el límite entre el dominio Mediterráneo y el dominio Levantino-Balear en la Península Ibérica. Así pues, el dominio Mediterráneo engloba toda la Cordillera Costero Catalana y se extiende hacia el SE, incluyendo las zonas septentrional y central de la CI, donde va desde la falla de Ateca-Montalbán-Maestrazgo hacia el oeste,

hasta la zona de Camarena en la Rama Castellana y hasta la zona del Moncayo en la Rama Aragonesa, donde se acuña la unidad carbonática inferior y comienza el dominio Ibérico, mientras que el dominio Levantino-Balear se extiende desde dicha falla hasta la actual costa Mediterránea. La separación de estos dominios en la zona del Maestrazgo, no se conoce con exactitud debido a la falta de afloramientos Mesozoicos, pero se ha podido estimar su trazado en base a los datos obtenidos de diferentes sondeos.

3- El análisis sedimentológico de la facies *Muschelkalk* en la CI y en la CCC ha determinado que las unidades carbonáticas representan plataformas carbonáticas de baja pendiente (rampas), y que presentan ambientes desde rampa externa a llanuras de marea, estando los ambientes más profundos representados en la CCC. Estas rampas se caracterizan por presentar una etapa inicial de instalación -caracterizadas por su poca estructuración, seguido de un periodo de estabilización tras el cual las rampas se estructuran y se organizan mediante cinturones de facies. Las unidades detríticas-evaporíticas-carbonáticas asociadas a la facies *Muschelkalk* (facies Röt, Fm. Mas y *Muschelkalk medio* y facies Keuper) se interpretan como llanuras costeras fangosas supralitorales con sabkhas.

4- Se realiza una primera propuesta formal para denominar las unidades informales (unidad carbonática inferior, media y superior) definidas en la facies *Muschelkalk* de Menorca. Además, el análisis sedimentológico realizado en estas unidades ha permitido reinterpretar los ambientes deposicionales de las mismas. Así, la Formación Monte Toro, se interpreta como formada por carbonatos depositados dentro de la rampa interna (ambientes submareales de baja y alta energía) y en llanuras de marea carbonáticas; la Formación Arenal d'en Castell interpretada como depositada en ambientes que oscilan desde rampa externa a rampa media y; la Fm. Fontanelles, se interpreta como depósitos de rampa interna (ambientes submareales de baja y alta energía) y de llanuras de marea carbonáticas.

5- Por primera vez se integran en este trabajo todos los datos obtenidos del estudio del registro fósil encontrado en estas unidades carbonáticas por nosotros y autores previos. En general, las asociaciones se caracterizan por presentar baja diversidad y por estar formadas por especies cosmopolitas típicas del dominio del Tethys (bioprovincia Alpine/Germanic o bioprovincia Sefardí). Cabe destacar, que en el caso de los ammonites, aunque también aparecen especies típicas de otras zonas del Tethys, sobre todo en Menorca, la mayoría de los ejemplares son especies endémicas. El aumento de la diversidad que se observa en la CI durante el Fasaniense superior-Longobardiense, se debe principalmente a la presencia de facies más favorables para la acumulación y conservación de fósiles y a la menor dolomitización de los niveles en los que se encuentran aquellos.

6- Durante el Anisiense superior se observa un importante cambio paleobiogeográfico. Las asociaciones de fósiles presentes en la Fm. Landete y en el *Muschelkalk inferior* están formadas exclusivamente por especies que presentan afinidad con la Bioprovincia Alpina/Germánica relacionada con el Paleotethys. Por su parte, las asociaciones de fósiles de la Fm. Cañete, del *Muschelkalk superior* y de la Fm. Arenal d'en Castell están formadas por una

mezcla de faunas, donde junto a la especies endémicas aparecen numerosos ejemplares de especies cosmopolitas y generalistas típicas del dominio Alpino, así como algunas especies procedentes de la bioprovincia Sefardí, ya relacionada con el Neotethys.

7- En Menorca se han descrito seis Biozonas de ammonites para el intervalo Ladiniense inferior-Carniense inferior, que comienzan con la primera aparición de la especie índice: Biozona *Eoprotrachyceras curionii* (Fasaniense inferior), caracterizada por la presencia de *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics); Biozona *Eoprotrachyceras vilanovai* (Fasaniense superior), caracterizada por la presencia de *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'Archiac); Biozona *Protrachyceras hispanicum* (Longobardiense inferior), caracterizada por la presencia de *Protrachyceras hispanicum* (Mojsisovics); Biozona *Anolcites hermitei* (Longobardiense medio), caracterizada por la presencia de *Anolcites hermitei* (Schmidt); Biozona *Iberites aff. pradoi* (Longobardiense superior), caracterizada por la presencia de *Iberites aff. pradoi* (D'Archiac); y Biozona *Daxatina canadensis* (Carniense inferior *p.p.*), caracterizada por la presencia de un único ejemplar de *Daxatina canadensis* (Whiteaves). En la CI y en la CCC, donde los ammonites son mucho más escasos, sólo se han podido reconocer las tres primeras Biozonas pertenecientes al Ladiniense (*E. curionii*, *E. vilanovai* y *P. hispanicum*). Este esquema representa la escala biocronoestratigráfica más completa realizada hasta el momento para el Triásico Medio del E de Iberia y de Menorca, y ha permitido correlacionar nuestras Biozonas con las Zonas estándar de ammonites del oeste del Tethys.

8- Los nuevos datos biocronoestratigráficos (asociaciones de foraminíferos, conodontos, asociaciones de polen y esporas, y sobre todo los ammonites) junto con el análisis secuencial, han permitido precisar con mayor detalle la datación de las unidades estudiadas, modificando algunas de las edades que tradicionalmente se habían atribuido a estas formaciones. Así, la Fm. Landete y el *Muschelkalk inferior* se han datado como Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense inferior); a la Fm. Mas y al *Muschelkalk medio* se les infiere una edad Anisiense superior (Illiriense *p.p.*); la Fm. Cañete y el *Muschelkalk superior* están datadas como Anisiense superior-Ladiniense superior (Illiriense superior-Longobardiense); a la Fm. Monte Toro se le infiere una edad Anisiense superior (Illiriense superior); la Fm. Arenal d'en Castell ha sido datada como Ladiniense inferior-Carniense inferior (Fasaniense-Juliense inferior); y a la Fm. Fontanelles se le infiere una edad Carniense inferior *p.p.* (Juliense *p.p.*).

9- Los datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican que los carbonatos estudiados en la CCC precipitaron a partir de agua marina, mientras que los datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la CI son coherentes con carbonatos precipitados de un fluido generado a partir de mezcla de agua marina, o bien con agua continental o por la llegada de material detrítico procedente del continente. Esto sugiere que la Cuenca Ibérica representa una zona con mayor proximidad al borde de la cuenca, mientras que la Cuenca Catalana representa una zona más abierta hacia el mar.

10- Los datos de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de las dolomicritas de la CI son coherentes con el origen sinsedimentario tipo sabkha de estas dolomías, y sugieren una posible mezcla de aguas (marina más continental) en la base de la Fm. Landete. Los datos de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de las doloesparitas de la

CI y de la CCC son coherentes con los que darían dolomías generadas durante la diagénesis temprana (tipo “*brine reflux*”). Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos en las cuatro unidades estudiadas, están dentro del rango considerado como marino.

11- Se han diferenciado tres grandes ciclos T-R (megasecuencias) en las zonas de estudio. El primer ciclo (Megasecuencia-I), de edad Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense inferior), corresponde con la primera entrada del mar del Paleotethys en Iberia y sólo está presente en la zona central y septentrional de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana (dominio Mediterráneo). Está formado por la facies Röt, la Fm. Landete y parte de la Fm. Mas en la CI, y por el *Complejo lutítico, evaporítico, carbonatado* (facies Röt), el *Muschelkalk inferior* y parte del *Muschelkalk medio* en la CCC. El segundo ciclo (Megasecuencia-II), corresponde con la segunda y más extensiva entrada del mar del Tethys en Iberia, es de edad Anisiense superior- Carniense inferior. Está representado en todas las zonas de estudio (dominio Mediterráneo y dominio Levantino-Balear) donde está formado por la parte superior de la Fm. Mas (zona central y septentrional) o por una unidad equivalente en facies Röt (zona oriental y meridional), la Fm. Cañete y la parte inferior del Keuper en la CI; por la parte superior del *Muschelkalk medio*, el *Muschelkalk superior* y la parte inferior del Keuper en la CCC; y por la Fm. Monte Toro y la Fm. Arenal d'en Castell en Menorca. El tercer ciclo (Megasecuencia-III), de edad Carniense inferior *p.p.*, sólo está representado en facies Muschelkalk en Menorca, donde está formado por la Fm. Fontanelles y la parte inferior del Keuper. En la CI y la CCC este último ciclo está completamente representado dentro de las unidades inferiores en facies Keuper.

12- Los datos biocronoestratigráficos y secuenciales han demostrado que el límite Muschelkalk - Keuper es diacrónico entre las diferentes zonas de estudio. En el E de Iberia, aunque no está datado con exactitud, este límite podría estar situado entre el Ladinense-Carniense en la CI, mientras que en la CCC se le infiere una edad intra-Carniense basal. Por su parte, en Menorca este límite sería más joven, y el paso entre las facies del Muschelkalk y del Keuper está situado en la parte alta del Carniense inferior.

13- Un análisis detallado de la estratigrafía secuencial de la facies Muschelkalk y de las unidades asociadas ha permitido diferenciar por primera vez secuencias deposicionales menores (SD) dentro de los tres grandes ciclos T-R (megasecuencias) reconocidos: dos en la Megasecuencia-I, SD-I.1 y SD-I.2 de edad Pelsoniense y Pelsoniense-Illiriense inferior, y cuatro en la Megasecuencia-II, SD-II.1 (Illiriense superior), SD-II.2 (Fasaniense), SD-II.3 (Longobardiense) y SD-II.4 (Longobardiense-Carniense inferior); uno en la Megasecuencia-III (DS-III) de edad Carniense inferior *p.p.*

14- Basándonos en un análisis en detalle de la sedimentología y de la estratigrafía secuencial se han diferenciado siete etapas principales que controlaron la evolución de las plataformas carbonáticas. **Etapas 1:** Primera transgresión; Instalación de la primera rampa carbonática (Pelsoniense-Illiriense inferior). **Etapas 2:** Regresión; progradación de la rampa carbonática y sedimentación de la unidad mixta intermedia (Illiriense *p.p.*). **Etapas**

3: Segunda transgresión; Instalación de la segunda rampa carbonática (Illiriense superior). **Etapas 4:** *Drowning* del sistema e instalación de la tercera rampa carbonática (límite Anisiense-Ladiniense). **Etapas 5:** Evolución de la tercera rampa carbonática y confinamiento de la cuenca en el E de Iberia (Ladiniense inferior-Carniense inferior *p.p.*). **Etapas 6:** Bajada brusca del mar; exposición subaérea en Menorca y reactivación del sistema en el E de Iberia (Carniense inferior *p.p.*). **Etapas 7:** Instalación de una nueva plataforma carbonática en Menorca (Carniense inferior *p.p.*).

15- La integración de todos los datos anteriores marca la presencia de tres momentos claves que constituyen importantes cambios paleogeográficos en las zonas de estudio. **1)** Durante el Anisiense medio-superior, se produce la primera entrada del mar del Tethys (Paleotethys) en Iberia (Etapas 1). Esta transgresión, que cubre sólo una pequeña parte del E de Iberia (dominio Mediterráneo) entra desde el NE, por la cuenca Catalana, alcanzando la Cuenca Ibérica a través de un estrecho corredor N-S que estaba limitado al norte por el alto de Girona, al oeste por el dominio Ibérico y al sur y al este por el dominio Levantino-Balear. Durante esta etapa nuestras cuencas únicamente estaban conectadas con el Paleotethys. **2)** Durante el Anisiense superior-Ladiniense basal, comienza una segunda y más extensiva transgresión del mar del Tethys (Neotethys) que cubre todas las zonas de estudio y finaliza con un *drowning* del sistema (Etapas 3 y 4). Estas etapas caracterizan un momento en el que muchos de los altos topográficos de la etapa anterior han quedado cubiertos por el mar, y marcan el comienzo de la fase en la que nuestras cuencas tienen una mayor conexión con todo el oeste del Tethys y con el nuevo mar que se abría desde el S, el Neotethys. **3)** Durante el Carniense inferior *p.p.* tiene lugar una bajada brusca del nivel del mar que, en Menorca, deja expuesta la plataforma y se manifiesta mediante una reactivación del sistema en el E de Iberia (Etapas 6), equivalente al “*Carnian Pluvial Event*”. Este evento no está registrado en la CCC y únicamente en la zona meridional de la CI (Fm. Manuel). Esta etapa es seguida por una transgresión del mar que instala nuevamente condiciones marinas someras en Menorca y los sistemas costero- evaporíticos de la facies Keuper en el E de Iberia.

16- Todo lo expuesto anteriormente ha permitido realizar, por primera vez, una comparación precisa de nuestras zonas de estudio con otras cuencas del oeste del Tethys y de Europa Central, con las que se han correlacionado los principales eventos y etapas evolutivas. También se han podido correlacionar las secuencias deposicionales reconocidas en el E de Iberia y en Menorca con las secuencias deposicionales descritas en los Dolomitas (Alpes Meridionales) para el Triásico Medio y el comienzo del Carniense.

8. CONCLUSIONS

This is the first multidisciplinary study of the Muschelkalk facies of E Iberia (SE Iberian Ranges and Southern Catalanides) and Minorca based on sedimentological, fossil fauna, sequence stratigraphy and geochemical data.

The study area features three of the four paleogeographic domains defined for the Triassic of the Iberian Peninsula: 1) The Iberian domain, featuring a single carbonate unit (Cañete Fm.) resting unconformably on the Variscan basement. This domain includes the westernmost study area in the Iberian Ranges (IR). 2) The Mediterranean domain, with a lower carbonate unit (Landete Fm. or Lower Muschelkalk), a mixed evaporite–siliciclastic unit (Mas Fm. or Middle Muschelkalk) and an upper carbonate unit (Cañete Fm. or Upper Muschelkalk). This domain includes the Catalan Coastal Ranges (CCR) and the central and northern areas of the Iberian Ranges. 3) The Levantine-Balearic domain, characterized by the presence of a single carbonate unit that overlies a Röt facies unit (Marines Fm. in the easternmost IR). This domain covers the easternmost and southernmost areas of the IR and Minorca. However, it should be mentioned that the Muschelkalk facies of Minorca differs lithostratigraphically from the carbonate unit described for this domain in E Iberia. The carbonate succession of Minorca can be separated into three units based on its sedimentological characteristics and its main discontinuities. From base to top, these units are: Monte Toro Fm., Arenal d'en Castell Fm. and Fontanelles Fm.

The following conclusions can be drawn from this study:

1. A new stratigraphic scheme is proposed for the Levantine-Balearic Triassic, ruling out the presence of carbonates equivalent to the lower carbonate unit described for the IR and CCR in the Mediterranean domain. This implies that: 1) the single carbonate level of the Levantine-Balearic domain is stratigraphically equivalent only to the upper carbonate level, rather than to the three units recorded in the Mediterranean domain; 2) in Minorca, only the two lower units (Monte Toro Fm. and Arenal d'en Castell Fm.) are stratigraphically equivalent to the upper carbonate unit described for the Iberian Peninsula; and 3) the third unit of Minorca (Fontanelles Fm.) is a new carbonate unit absent in the other study areas, and being equivalent to the Keuper facies is younger than the upper carbonate unit described for E Iberia.

2. The boundary between the Mediterranean and Levantine-Balearic domains in the Iberian Peninsula is further defined. Thus, the Mediterranean domain encompasses the CCR and northern and central IR, extending from the Ateca-Montalbán-Maestrazgo fault to the west, to where the lower carbonate unit pinches out (Camarena area in the Castilian Branch, and Moncayo area in the Aragonese Branch) and the Iberian domain begins. The Levantine-Balearic domain spreads from the Ateca-Montalbán-Maestrazgo fault to the present Mediterranean coast. In Maestrazgo, due to a lack of Mesozoic outcrops, the limit between these domains is unclear though estimates based on well data exist.

3. Sedimentary data indicate that the carbonate units in Muschelkalk facies of the IR and CCR record gently-sloping carbonate platforms (ramps), ranging from outer ramp to tidal flat environments, with deeper settings recorded in the CCR. These environments feature an initial installation stage of a poorly organised ramp, followed by a stabilization period, after which ramps became structured into facies belts. Mixed evaporite–siliciclastic-carbonate units associated with the Muschelkalk facies (Röt facies, Fm. Mas and Middle Muschelkalk and Keuper facies) are interpreted as having formed on muddy coastal plains showing sabkha environments.

4- A new nomenclature is formally proposed for the units (lower, intermediate and upper carbonate units) informally defined for the Muschelkalk facies of Minorca. Also, based on sedimentological data, depositional environments are newly reinterpreted. Thus, the Monte Toro Fm. was the result of shallow marine carbonate deposition in a ramp setting, ranging from inner ramp (low and high-energy subtidal environments) to carbonate tidal flats. The Arenal d'en Castell formed in outer to middle ramp settings and the Fontanelles Fm. in inner ramp (low and high-energy subtidal environments) to tidal flat settings.

5- An integrated study of fossil contents of the different carbonate units (based on bibliographic and new data) reveals fossil assemblages of low diversity often composed of cosmopolitan species from the Tethys realm (Alpine/Germanic or Sefardí bioprovince). It should be noted that almost all the ammonoids described in the study units are endemic forms, with the exception of some cosmopolitan or generalist species typical of other areas of the Tethys realm. General fossil contents point to a clear increase in diversity during the upper Fassanian–lower Longobardian in the IR. This increase varies, however, according to dominant facies types and to the lesser dolomitization shown by fossil-containing levels.

6- A significant paleobiogeographic change took place during the late Anisian. Fossil assemblages yielded by the Landete Fm. and the Lower Muschelkalk are typical of those from the Alpine/Germanic bioprovince related to the Paleotethys. However, fossil associations of the Cañete Fm., Upper Muschelkalk and Arenal d'en Castell Fm. show a mixed origin, and along with cosmopolitan and generalist species typical of the Alpine domain, appear species from the Sephardic bioprovince, the latest related to the Neotethys.

7- Six ammonoid Biozones (which begin with the first appearance of the index species) are identified and characterized for the Ladinian–lower Carnian interval in Minorca: *Eoprotrachyceras curionii* Biozone (lower Fassanian); *Eoprotrachyceras vilanovai* Biozone (upper Fassanian); *Protrachyceras hispanicum* Biozone (lower Longobardian), *Anolcites hermitei* Biozone (middle Longobardian); *Iberites* aff. *pradoi* Biozone (upper Longobardian); and *Daxatina canadensis* Biozone (lower Julian). In the IR and CCC, where ammonites are more scarce, only the three first Biozones of the Ladinian may be distinguished (*E. curionii*, *E. vilanovai* and *P. hispanicum*). This biostratigraphic scheme is the most complete Middle Triassic biochronostratigraphic chart to date for E Iberia and Minorca, and correlates with the standard Zones described for the Tethys realm.

8- Based on new biochronostratigraphic and sequence stratigraphic data, the ages traditionally ascribed to the formations examined were confirmed or modified. Thus, the Landete Fm. and Lower Muschelkalk are here dated as middle-upper Anisian (Pelsonian–lower Illyrian); the Mas Fm. and Middle Muschelkalk as upper Anisian (Illyrian *p.p.*); the Cañete Fm. and Upper Muschelkalk as upper Anisian–upper Ladinian (upper Illyrian–Longobardian); the Monte Toro Fm. as upper Anisian (upper Illyrian); the Arenal d'en Castell Fm. as lower Ladinian–lower Carnian (Fassanian–lower Julian); and the Fontanelles Fm. as lower Carnian *p.p.* (Julian *p.p.*).

9- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the CCR carbonates indicate a marine origin. In contrast, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the IR carbonates are more radiogenic than the general Middle Triassic carbonate signature. This could reflect the influx of meteoric waters or detritus from the continent, suggesting that the Iberian Basin was closer to the basin boundary than the Catalan Basin.

10- $\delta^{18}\text{O}$ values for dolomicrites are consistent with the synsedimentary “sabkha type” dolomitization model proposed for these dolomites, and indicate a likely mixed origin (marine + continental water) for basal dolomicrites of the Landete Fm. Doloesparite from the IR and CCR shows $\delta^{18}\text{O}$ values compatible with those of dolomites generated during early diagenesis via a “brine reflux” model. Dolomites in the four carbonate units analyzed feature a typical $\delta^{13}\text{C}$ marine signature.

11- Three large transgressive-regressive cycles (Megasequences) were identified in the Triassic marine sediments (Muschelkalk facies) of the study area. The first cycle (**Megasequence-I**) middle–late Anisian (Pelsonian–early Illyrian) in age, is only recorded in the central and northern IR and in CCR (Mediterranean domain). The sequence consists of the Röt facies, Landete Fm. and lower part of the Mas Fm. in the IR and Röt facies (CLEC), Lower Muschelkalk and lower part of the Middle Muschelkalk in CCR. The second cycle (**Megasequence-II**), dated late Anisian–early Carnian (late Illyrian–early Julian *p.p.*), reflects the development of a markedly wider carbonate platform overlying the entire study area. It comprises the upper part of Mas Fm. (central and northern areas) or a unit in Röt facies (southern and eastern areas), Cañete Fm. and lower part of the Keuper in IR; the upper part of the Middle Muschelkalk, the Upper Muschelkalk and lower portion of the Keuper facies in CCR; and the Monte Toro and Arenal d'en Castell Fms. in Minorca. The third cycle (**Megasequence-III**) is early Carnian *p.p.* (based on the age of the upper portion of the underlying megasequence), and is represented by a small carbonate platform distinguished in Minorca (Fontanelles Fm.), while the rest of the studied area is represented by part of the Keuper facies.

12- Biochronostratigraphic and sequence stratigraphic data sets indicate the diachronic nature of the Muschelkalk–Keuper boundary. Although this limit remains imprecise in E Iberia, it could be ascribed to the Ladinian–Carnian boundary in the IR, and possibly to the basal Carnian in the CCR. In Minorca, the Muschelkalk–Keuper facies is attributed to the uppermost lower Carnian, the youngest among the Spanish basins.

13- Based on a detailed analysis of the sequence stratigraphy of the Muschelkalk facies and associated units, 3rd order depositional sequences (DS) within the megasequences were here identified for the first time. Megasequence-I consists of two depositional sequences (DS-I.1 and DS-II.2) of Pelsonian and early Illyrian age, respectively. Within Megasequence-II, four depositional sequences were differentiated (DS-II.1, DS-II.2, DS-II.3, DS-II.4) for the late Illyrian, Fassanian, Longobardian and Longobardian–early Julian, respectively.

14- According to the results of the sedimentological and sequence stratigraphic study of Muschelkalk facies of E Iberia and Minorca, seven successive stages were defined for the evolution of the carbonate platforms: **Stage 1**, first transgression and installation of the first carbonate platform (Pelsonian–early Illyrian); **Stage 2**, regression, progradation of the carbonate platform and sedimentation of the mixed intermediate unit (Illyrian *p.p.*); **Stage 3**, second transgression and installation of a shallow carbonate platform (late Illyrian); **Stage 4**, carbonate ramp drowning and installation of the third carbonate platform (Illyrian–Ladinian boundary); **Stage 5**, development of the third carbonate platform and installation of the hypersaline conditions that led to deposition of the Keuper facies in E Iberia; **Stage 6**, abrupt sea-level drop, subaral exposure in Minorca and reactivation of the continental systems (erosion processes and subsequent deposition of a fluvial unit, the Manuel Fm.) in E Iberia; and **Stage 7**, new transgressive pulse leading to the return of carbonate platform environments in Minorca and coastal sabkha environments in E Iberia (early Carnian *p.p.*)

15- Collectively, the findings of this study indicate three key moments in the paleogeographic evolution of the study area: **1)** In the middle–late Anisian (Pelsonian–early Illyrian), the first transgression of the Tethys Sea in Iberia took place. This marine incursion reached eastern Iberia through a small paleogeographic marine corridor from the North, and culminated in a relatively small carbonate platform within an elongated gulf, bounded by the Girona high to the north, by the Ebro high and the Levantine-Balearic Triassic domain to the east and south, and the Iberian Triassic domain to the west. This stage was related to the later stages of westward propagation of the Paleotethys during the middle Anisian. **2)** During the late Anisian (late Illyrian), a further sea-level rise caused larger, more generalized westward onlap that covered the entire study area and finished with drowning of the system during the Anisian–Ladinian transition (Stage 3 and 4). This episode could be associated with the progressive opening of the Neotethys, which gave rise to a new paleogeographic configuration in which remnants of the Paleotethys and Neotethys eliminated geographical barriers and became widely connected. **3)** During the early Carnian an abrupt relative sea level fall (Stage 6) is recorded in the carbonate platforms of Minorca. Based on its inferred age and main features, this event is consistent with the “Carnian Pluvial Event” described for other areas of the western Tethys. In E Iberia, this episode is defined by reactivation of continental systems, erosion processes, and subsequent deposition of a fluvial unit (Manuel Fm.). This period was followed by a new transgressive pulse that caused the return of carbonate ramp environments in Minorca and coastal sabkha environments in E Iberia.

16- Based on these new data, a comparative analysis was performed between the study area and other basins of the western Tethys and Central Europe. This analysis

served to define several major suprarregional events and evolution stages. Finally, the 3rd order depositional sequences recognized in Iberia and Minorca for the Middle–Upper Triassic showed good correlation with the Southern Alps, where a high-resolution sequence stratigraphic framework has been established.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Alberti, F., 1834. Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Stuttgart, 366 p.
- Algeo, T.J., Chen, Z.Q., Fraiser, M.L., Twitchett, R.J., 2011. Terrestrial–marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 1-11.
- Algeo, T.J., Twitchett, R., 2010. Anomalous Early Triassic sediment fluxes due to elevated rates and their biological consequences. *Geological Society of America*, 38: 1023-1026.
- Álvarez, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Anderson, T.F., Arthur, A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. En: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (eds.), *Stable isotopes in sedimentary geology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 10: 1-151.
- Anadón, P., Albert, J.F., 1973. Hallazgo de una fauna del Muschelkalk en el Trias del anticlinal de Calanda. *Acta Geológica Hispánica*, 5: 151-152.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P., Sole-Sugranyes, L.L., 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalanides. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 242-270.
- Aigner, T., Bachmann, G.H., 1992. Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 80: 115-135.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1992. Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca permico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 16: 115-143.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.
- Arche, A., López-Gómez, J., 2014. The Carnian Pluvial Event in Western Europe: New data from Iberia and correlation with the Western Neotethys and Eastern North America-NW Africa regions. *Earth-Science Reviews* 128, 196-231.
- Arche, A., López-Gómez, J., Herranz, P., Márquez-Aliaga, A., Solé de Porta, N., 1995. The Permian and Triassic sediments of the Teruel area, SE Iberian Ranges, Spain. *Sciences géologiques Bulletin*, 48: 1-3.
- Arche, A., López-Gómez, J., García-Hidalgo, J.F., 2002. Control climático, tectónico y eustático en depósitos del Carniense (Triásico Superior) del SE de la Península Ibérica. *Journal of Iberian Geology*, 28: 13-30.
- Arnal, I., Calvet, F., Márquez, L., Márquez-Aliaga, A., Solé de Porta, N., 2002. La plataforma carbonatada epeírica (Formaciones Imón e Isabena) del Triásico superior del Noreste de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 37(4): 299-328.

- Arribas, J., 1985. Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos*, 41: 47-57.
- Bachmann, G.H., Kozur, H., 2004. The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. *Hallesches Jb Geowiss B*, 26: 17–62.
- Balini, M., Lucas, S.G., Jenks, J.F., Spielmann, J.A., 2010. Triassic ammonoid biostratigraphy: an overview. En: Lucas, S. G. (Ed.), *The Triassic Time Scale*. Geological Society London, Special Publication, 334: 221-262.
- Bandel, K., Waksmundzki, B., 1985. Triassic conodonts from Jordan. *Acta Geológica Polónica*, 35: 289-304.
- Banner, J.L., 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Sciences Review*. 65: 141-194.
- Bataller, J.R., Guerin, M., 1930. Notes sobre Trias de Barcelona i Tarragona. *Bulletí de Institut Català de Història Natural*, 80: 81-84.
- Baud, A., Richoz, A., Pruss, S., 2007. The Lower Triassic anachronistic carbonate facies in space and time. *Global and Planetary Change*, 55: 81-89.
- Bauza, F., 1876. Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, III: 115-123.
- Benito-Moreno, M.I., 2001. Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonatados arrecifales (Pre-rifting) de la cuenca de Cameros. Kimmeridgiense. La Rioja-Soria. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, 295 p.
- Benjamini, C., 1988. Triassic Foraminifera from Makhtest, central Neguev, Southern Israel. *Revue de Paleobiologie*, Volumen Special 2, Benthos 86: 129-144.
- Benton, M.J., 2003. When life nearly died. The greatest mass extinction of all Time. Thames & Hudson, London, 336 p.
- Benton, M. J. y Twitchett, R. J., 2003. How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event. *Trends in Ecology and Evolution*, 18(7): 358-365.
- Benton, M.J., Newell, A.J., 2014. Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research*, 25: 1308-1337.
- Black, B.A, Lamarque, J.-F., Shields, C., Elkins-Tanton, L., Kiehl, J., 2014. Acid rain and ozone depletion from pulsed Siberian Traps magmatism. *Geology*, 42(1): 67-70.
- Bosellini, A., Gianolla, P., Stefani, M., 2003. Geology of the Dolomites. *Episodes*, 26 (3): 181-189.
- Bottjer, D.J., 2012. Life in Early Triassic ocean. *Science*, 338: 336-337.
- Boulouard, C., Villard, P., 1971. Identification du Permien dans la Chaîne Iberique. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Paris*, 273: 2441-2444.

- Boulouard, C., Villard, P., 1982. Reduction or lacune du Trias inférieur sur la bordure méditerranéenne de la Chaine Ibérique: arguments palynologiques. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Paris*, 295: 803-808.
- Bourquin, S., Durand, M., Diez, J.B., Broutin, J., Fluteau, F., 2007. The Permian-Triassic boundary and lower Triassic sedimentation in the Western European basins: an overview. *Journal of Iberian Geology*, 33: 221–236.
- Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J. B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., Amour, F., 2011. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Paleogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299: 265-280.
- Bourrouilh, R., 1973. Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares, Espagne). Tesis Doctoral. Univ. Paris, VI, 882 p.
- Bourrouilh, R., 1983. Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la Isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Balears). *Memoria del Instituto Geológico Minero de España*, 99: 1-672.
- Brack, P., Rieber, H., Nicora, A., Mundil, R., 2005. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. *Episodes*, 28(4): 233–244.
- Brack, P., Rieber, H., Mundil, R., Blendinger, W., Mauer, F., 2007. Geometry and chronology of growth and drowning of Middle Triassic carbonate platforms (Cernera and Bivera/Clapsavon) in the Southern Alps (northern Italy). *Swiss Journal of Geosciences*, 100: 327-347.
- Brady, A.L., Druschel, G., Leoni, L., Lim, D.S.S., Slater, G.F., 2013. Isotopic biosignatures in carbonate-rich, cyanobacteria-dominated microbial mats of the Cariboo Plateau, B.C. *Geobiology*, 11: 437-456.
- Brayard, A., Escarguel, G., Bucher, H., Monnet, C., Brühwiler, T., Goudemand, N., Galfetti, T., Guex, J., 2009. Good Genes and good luck: Ammonoid diversity and end-Permian mass extinction. *Science*, 325: 1118-1121.
- Brayard, A., Vennin, E., Oliver, N., 2011. Transient metazoan reefs in the aftermath of the end-Permian extinction. *Nature Geosciences*, 4: 693-697.
- Bruchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. En: Sellwood, B.W. (Ed.), *Ramps and Reefs. Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Budai, T., Vörös, A., 2006. Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 112(3): 359-371.
- Budurov, K., Clavet, F., Goy, A., Márquez-Aliaga, A., Márquez, L., Trifonova, E., Arche, A., 1993. Middle Triassic stratigraphy and correlation in parts of the Tethys realm (Bulgaria and Spain). En: Hagdorn, H., Seilacher, A. (Eds.), *Proc Muschelkalk Schöntaler Symposium*, 1991. *Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg* 2, Stuttgart, Korb (Goldschneck): 157-164.

- Burgess, S.D., Bowring, S., Shen, S., 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *PNAS*, 111: 1-6.
- Calvet, F., Ramon, X., 1987. Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk inferior de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 141-169.
- Calvet, F., Tucker, M.E., 1988. Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. *Sedimentary Geology*, 57: 185-198.
- Calvet, F., Marzo, M., 1994. El Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas: estratigrafía, sedimentología y análisis secuencial. *Guía de campo. Reunión de Paleogeografía y Estratigrafía del Pérmico y el Triásico de España*, Cuenca, 53 p.
- Calvet, F., Tucker, M.E., 1995. Triassic Reef-mound complexes (Ladinian, Upper Muschelkalk) Catalan Ranges, Spain. En: Monty, C., Bosence, D., Brigdes, P., Pratt, P. (Eds.), *Mud Mounds: Origin and Evolution*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 23: 311-333.
- Calvet, F., March, M., Pedrosa, A., 1987. Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk superior de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 171-197.
- Calvet, F., Tucker, M., Henton, J., 1990. Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracks, sequences and controls. En: Tucker, M., Wilson, J., Crevello, P., Sarg, J., Read, J. (Eds.). *Carbonate Platforms*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 9: 79-108.
- Calvet, F., López-Gómez, J., Galindo, C., Tucker, M. E., Arche, A., 2001. Dolomías de gran escala en las plataformas epeíricas triásicas del este de la Península Ibérica. *Geotemas*, 3(1): 105-107.
- Calzada, S., Gaetani, M., 1977. Nota paleoecológica sobre el *M. mentzeli* (Braquiopoda, Anisiense, Catalánides). *Cuadernos de Geológica Ibérica*, 4: 157-168.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-García, A.L., Maestro-González, A., 2000. Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: origin and evolution of the Almazán basin. *Tectonics*, 19: 258-289.
- Cassinis, G., Durand, M., Ronchi, A., 2003. Permian-Triassic continental sequences of Northwest Sardinia and South Provence: stratigraphic correlations and palaeogeographical implications. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, volume Speciale, 2: 119-129.
- Cassinis, G., Durand, M., Ronchi, A., 2007. Remarks on the Permian-Triassic transition in Central and Eastern Lombardy (Southern Alps, Italy). *Journal of Iberian Geology*, 33: 133-142.
- Castelltort, F.X., 1986. Estratigrafía del Muschelkalk mitjà dels Catalànids i Sedimentologia de les seves unitats detrítiques. Tesis de Licenciatura. Universitat de Barcelona, 102 p.
- Castillo-Herrador, F., 1974. Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Èbre et de Cuenca. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 16(6): 666-675.

- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Chen, Z.A.Q., Benton, M.J., 2012. The timing and pattern of biotic recovery following the end-Permian mass extinction. *Nature Geosciences*, 5: 375-383.
- Chen, Z. Q., Tong, J., Kaiho., George, A. D., 2005. Early Triassic recovery of the brachiopod faunas from the end-Permian mass extinction: A global review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224: 270-290.
- Chen, Z. Q., Tong, J., Kaiho, K., Kawahata, H., 2007. Onset of biotic and environmental recovery from the end-Permian mass extinction within 1-2 million years: A case study of the Lower Triassic of the Meishan section, south China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252 (1-2): 176-187.
- Coe, A.L. (Ed.), 2003. The Sedimentary Record of Sea-Level Change. Cambridge University Press, New York, 287 p.
- Cortázar, D., 1875. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca. Mapa geológico de España. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España, 2(16): 406 p.
- Cortázar, D., 1885. Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, 12: 262-607.
- Cortázar, D., Pato, M., 1882. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España, X, 417 p.
- Costamagna, L.G., 2013. Middle Triassic carbonate lithostratigraphy of the Southern Briançonnais (Cottian Alps, Italy) and comparison with the surrounding areas. *GeoActa*, 12: 1-24.
- Costamagna, L.G., Barca, S., 2002. The "Germani" Triassic of Sardinia (Italy): A Stratigraphic, Depositional and Palaeogeographic Review. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 108: 67-100.
- Cournelle, R., 1968. Etude géologique dans la Serrania de Cuenca, de Priego a Beteta (Chines Ibériques Occidentales, Province de Cuenca). Thèse Université. Bordeaux, 57: 1-87.
- Courtillot, V., Davaille, J., Besse, A., Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 295-308.
- Csirik, G.Y., Konrád, G.Y., Welsch, R., 1998. Röttype sediments in the SE Transdanubian part of Tisza Unit. *Acta Geologica Hungarica*, 41.
- De Graciansky, P.C., Tricart, P., Roberts, D.G., 2011. The Western Alps, from Rift to Passive Margin to Orogenic Belt: An integrated Geoscience Overview. En: Shroder, J.F.Jr. (Ed.), *Developments in earth surface processes*, Elsevier 14, 391 p.
- De Verneuil, E., 1854. Descubrimiento de Ceratites en Mora de Ebro. *Revista Minera*, 5: 676-677.
- De Verneuil, E., Collomb, E., 1852. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espane. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 10: 61-147.

- De Verneuil, E., Collomb, E., 1853. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. Bulletin de la Societe Geologique. Medit Associe au CNRS. Universite Paul Sabater, 445 p.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas Sainz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Plaiz, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. Tectonophysics, 29 (3-4): 224-242.
- De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, Vail, P.R., 1993. Triassic Sequence Stratigraphy in the Dolomites (Italy). Memorie di Scienze Geologiche, 45: 1-27.
- Diedrich, C.G., 2009. Palaeogeographic evolution of the marine Middle Triassic marine Germanic Basin changes – With emphasis on the carbonate tidal flat and shallow marine habitats of reptiles in Central Pangea. Global and planetary, 65: 27-55.
- Diez, J.B., Broutin, J., Grauvogel-Stamm, L., Bourquin, S., Bercovici, A., Ferrer, J., 2010. Anisian floras from the NE Iberian Peninsula and Balearic Islands.: A synthesis. Review of Palaeobotany and Palynology, 162 (3): 522-542.
- Diez, J. B., Escudero-Mozo, M. J., Galán-Abellán, A., López-Gómez, J., Barrenechea, J. F., Marzo, M., Martín-Chivelet, J., 2012. Nuevos registros palinológicos en facies Röt de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y Cadenas Costero Catalanas (NE de la Península Ibérica), En: Congress Agora Paleobotánica. Libro de Abstracts, Lyon (France) 21-22 June 2012, p. 11.
- Dinarès-Turell, J., Diez, J.B., Rey, D., Arnal, I., 2005. Buntsandstein magnetostratigraphy and biostratigraphic reappraisal from eastern Iberia: Early and Middle Triassic stage boundary definitions through correlation to Tethyan sections. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 229: 158–177.
- Doubinger, J., Adloff, M.C., Ramos, A., Sopeña, A., Hernando, S., 1977. Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y el Triásico del Sistema Ibérico y bordes del Sistema Central. Revista de Palinología, 1: 27-23.
- Doubinger, J., López-Gómez, J., Arche, A., 1990. Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the Southeastern Iberian ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain. Review of Palaeobotany and Palynology, 66: 25-45.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-121.
- Dupuy de Lome, C., 1957. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja número 695 (Liria). I.G.M.E. 48 p.
- Dupuy de Lome, C., 1963. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja numero 666 (Chelva). I.G.M.E. 38 p.
- Durand, M., Caron, J-P., Hagdorn, H., 2011. Triassic of Southeast France (Provence: Var & Alpes-Maritimes). Pan-European Correlation of the Triassic, 8th International Field Workshop, September 4-8, 66 p.
- Eicher, D.B., Mosher, L.C., 1974. Triassic conodonts from Sinai and Palestine. Journal of Paleontology, 48: 727-739.

- Embry, A.F., Klován, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Embry, A., 2008. Middle Triassic sequence stratigraphy and depositional history, Sverdrup Basin, Canadian arctic islands. 33rd International Geological Congress, Oslo, 6-14, Agosto.
- Emery, D., Myers, K. J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, 297 p.
- Encheva, M., 1969. Les fossils de Bulgarie. II Le Trias. *Academie Bulgare de Sciences*, 1-152.
- Enos, P., 1983. Shelf environments. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Ed.), *Carbonate depositional environments*, American Association of Petroleum Geologist Memoir, 33: 268-295.
- Erwin, D.H., 1993. *The great Paleozoic crisis*. Columbia University Press, New York, 327 p.
- Erwin, D.H., 1994. The Permo-Triassic extinction. *Nature*, 367: 231-236.
- Erwin, D.H. 1996. Permian Global Bio-Events. En: Wallstar, O.M. (Ed.). *Global events and events stratigraphy in the Phanerozoic*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 251-264.
- Erwin, D.H., 1998. The end and the beginning; Recoveries from mass extinctions. *Tree*, 13(9): 344-349.
- Erwin, D.H., 2001. Lessons from the past: Biotic recoveries from mass extinctions. *PNAS* 98: 5399-5403.
- Erwin, D.H., 2006. *Extinction. How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princenton University Press, Oxford. 296 p.
- Erwin, D.H., Pan, H.Z., 1996. Recoveries and Radiations: Gastropods after the Permo-Triassic Mass Extinction. En: Hart, M.B. (Ed.), *Biotic Recovery from Mass Extinction Events*. Geological Society of London, 102: 223-229.
- Erwin, D.H., Bowring S. M., Yügan, J., 2002. End-Permian mass extinctions: A review. En: Koeberl, C., MacLeod, K.G. (Eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*, Geological Society of America, Special Paper, Colorado: 363-383.
- Escudero-Mozo, M.J., Márquez, L., López-Gómez, J., Martín-Chivelet, J., 2012. Foraminíferos Anisienses en la Fm. Landete (facies Muschelkalk): Implicaciones bioestratigráficas para la primera transgresión mesozoica en el SE de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 51: 31-34.
- Escudero-Mozo, M.J., Martín-Chivelet, J., Goy, A., López-Gómez, J., 2014. Middle-Upper Triassic carbonate platforms in Minorca (Balearic islands): Implications for Western Tethys correlations. *Sedimentary Geology*, 310: 41-58.
- Escudero-Mozo, M.J., Márquez-Aliaga, A., Goy, A., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., Márquez, L., Arche, A., Plasencia, P., Pla, C., Marzo, M., Sánchez-Fernández, D., 2015. Middle Triassic carbonate platforms in eastern Iberia: evolution of their fauna and palaeogeographic significance in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417: 236-260.

- Estebán, M., Calzada, S., Vía, L., 1977. Ambiente deposicional de los yacimientos fosilíferos del Muschelkalk superior de Alcover-Montral. Cuadernos de Geología Ibérica, 4: 189-200.
- Evans, G., 1995. The Arabian Gulf: a modern carbonate evaporite factory; a review. Cuadernos de Geología Ibérica, 19: 61-96.
- Evans, G., Kirkhan, A., 2002. The Abu Dhabi sabkha. En: Barth, H.J., Böer, B. (Eds.), Sabkha Ecosystems I: The Arabian Peninsula and Adjacent countries. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 7-20.
- Evans, G., Kirkhan, A., 2005. The Quaternary deposits. En: Hellyer, P., Aspinall, S. (Eds.), The Emirates: A Natural History, Trident Press, London, 65-78.
- Exner, M., 1999. Zyklische Stratigraphie und Fazies des des Oberen Buntsandsteins (Röt) im Unstrut-Tal (Sachsen-Anhalt). Diploma Thesis Univ. Halle, 85 p.
- Fallot, P., 1923. Le problem de Minorque. Bulletin de la Société Géologique de France, 4(23): 3-44.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York, 589 p.
- Fischer, A.G., 1964. The Lofer cyclothems in the Alpine Triassic: Kansas Geological Survey Bulletin, 169: 107-149.
- Flügel, E., 2002. Triassic reef patterns. SEPM Special Publication Nº.72, Society for Sedimentary Geology, 391-463.
- Flügel, E. (Ed.), 2004. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer, 972 p.
- Folk, R. L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. En: Pray, L.C., Murray, R.S. (Eds.), Dolomitization and Limestone Diagenesis: Tulsa, OK, SEPM Special Publication, 13: 14-48.
- Fornós, J.J., Gelabert, B. (coord.), Barón, A., Fornós, J.J., Gelabert, B., Obrador, A., Pomar, L., Ramos, E., Sàbat, F., 2004. Balears. En: Vera, J. A. (Ed.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid, 450-464.
- Foster, W.J., Twitchett, R.J., 2014. Functional diversity of marine ecosystems after the Late Permian mass extinction event. Nature Geoscience, 7: 223-238.
- Franz, M., Henninger, M., Barnasch, J., 2013. The strong diachronous Muschelkalk/Keuper facies shift in the Central European Basin: implications from the type-section of the Erfurt Formation (Lower Keuper, Triassic) and basin-wide correlations. International Journal of Earth Sciences, 102: 761-780.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: Journal of Sedimentary Petrology, 35: 643-655.
- Fritz, P., Smith, D.G.W., 1970. The isotopic composition of secondary dolomites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 34: 1161-1173.
- Gaetani, M., (ed.), 1993. Anisian/Ladinian boundary field workshop Southern Alps-Balaton Highlands, 27 June-4 July. Field-guide book. I.U.G.S. Subcommission of Triassic Stratigraphy: 118 p.

- Galán-Abellán, B., 2011. Variaciones sedimentarias, mineralógicas, geoquímicas y bióticas en el Triásico Inferior-Medio (en facies Buntsandstein) de las cordilleras Ibérica SE y Costero Catalana: Implicaciones en la recuperación de la crisis permo-triásica. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 295 p.
- Galán-Abellán, B., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Marzo, M., De la Horra, R., Arche, A., 2013. The beginning of the Buntsandstein cycle (Early-Middle Triassic) in the Catalan Ranges, NE Spain: Sedimentary and palaeogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 296: 86-102.
- Galfetti, T., Bucher, H., Martini, R., Hochuli, P.A., Weissert, H., Crasquin-Soleau, S., Brayard, A., Goudemand, N., Brühwiler, T., Goudun, K., 2008. Evolution of Early Triassic outer platform paleoenvironments in the Nanpanjiang Basin (South China) and their significance for the biotic recovery. *Sedimentary Geology*, 204: 36-60.
- Galfetti, T., Hochuli, P.A., Brayard, A., Bucher, H., Weissert, H., Vigran, J.O., 2007. Smithian/Spathian boundary event: evidence for global climatic change in the wake of the end-Permian biotic crisis. *Geology*, 35: 291-294.
- Gand, G., De la Horra, R., Galán-Abellán, B., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Arche, A., Benito, M.I., 2010. New ichnites from the Middle Triassic of the Iberian Ranges (Spain): paleoenvironmental and paleogeographical implications. *Historical Biology*, 22(1): 40-56.
- García-Gil, S., 1990. Estudio Sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Soria). Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 183 p.
- García-Gil, S., 1991. Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NW de la Cordillera Ibérica (España). *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural*, 86 (1-4): 21-51.
- Garrido-Megías, A., Villena, J., 1977. El Trias germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuadernos Geología Ibérica*, 4: 37-56.
- Gaspar-Escribano, J., García-Castellanos, D., Roca, E., Cloetingh, S., 2004. Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. *Tectonics*, 23 (1): 1-18.
- Gelabert, B., Sábá, F., 2004. Mallorca y Cabrera: Unidades geológicas y estructura. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 450-452.
- Gianolla, P., Jacquin, T., 1998. Triassic sequences stratigraphic framework of western European basins. In: De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail P. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequences Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 60: 643-650.
- Gianolla, P., De Zanche, V., Mietto, P., 1998. Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. En: De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail P. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 60: 719-747.

- Gianolla, P., Preto, N., Gattolin, G., Caggiati, M., Breda, A., 2014. A revisión of the Triassic sequences stratigraphic framework of the Dolomites (Italy). The impact of climate, volcanics, tectonic and changes in the carbonate factories. En: William Smith Meeting 2014, The Future of Sequence Stratigraphy: Evolution o Revolution?. Libro de Abstract, The Geological Society (London) 22-23 September, 67-68.
- Giménez-Aguilar, T., 1928. El yacimiento petrolífero de Cuenca. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 28: 439-448.
- Goddéris, Y., Veizer, J., 2000. Tectonics control of chemical and isotopic composition of ancient oceans: The impact of continental growth. American Journal of Science, 300: 434-461.
- Goggin, V., Jacquin, T., 1998. A sequence stratigraphic framework of the marine and continental triassic series in the Paris basin, France. En: De Graciansky, P-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail P. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 60: 667- 690.
- Goggin, V., Jacquin, T., Gaulier, J.M., 1997. Three-dimensional accommodation analysis of the Triassic in the Paris Basin: a new approach in unravelling the basin evolution with time. Tectonophysics, 282: 205-222.
- Gombau, I., 1877. Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, IV: 181-250.
- Goy, A., 1986. Ammonites del Triásico de España, Universidad Complutense de Madrid, 28 p.
- Goy, A., 1995. Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratigrafía y correlaciones. Cuadernos de Geología Ibérica, 19: 21-60.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. International Stratigraphic Chart, 27(2): 83-100.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., and Ogg, G.M., 2012. The geologic time scale. Elsevier, 2 volumes, 1144 p.
- Guimerà, J., Mas, R., Alonso, A., 2004. Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and contractional inversion. Journal of Geology Society, London, 16: 291-303.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., Murphy, B., Nance, R.D., Corfú, F., Johnston, S.T., 2008. Self-subduction of the Pangaeon global plate. Nature Geoscience, 1: 549-553.
- Haas, J., 2004. Characteristics of peritidal facies and evidences for subaerial exposures in Dachstein-type cyclic platform carbonates in the Transdanubian Range, Hungary. Facies, 5: 263–286.
- Haas, J., Budai, T., 1995. Upper Permian–Triassic facies zones in the Transdanubian Range. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 101(3): 249-266
- Haas, J., Budai, T., Raucsik, B., 2012. Climatic controls on sedimentary environments in the Triassic of the Transdanubian Range (Western Hungary). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 353-355: 31-44.

- Hahne, C., 1943. La cadena Celtibérica al este de la línea de Cuenca-Teruel-Alfambra. Publicaciones Extranjeras Sobre la Geología de España. C.S.I.C., 2: 14-46.
- Hallam, A., Wignall, P.B., 1997. Mass Extinctions and their aftermath. Oxford University Press, New York, 319 p.
- Hallam, A., Wignall, P.B., 1999. Mass extinction and sea-level changes. *Earth-Science Reviews*, 48: 217-250.
- Hayes, M.O., Kane, T.W., 1976. Terrigenous Clastic Depositional Environments. Technical Report, 11. U. South Carolina.
- Hermitei, H., 1879. Études géologiques sur les îles Balears (Majorque et Minorque). Thèse Paris, 357 p.
- Hernando, S., 1977. Pérmico-Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Tesis Doctoral, Universidad Complutense, 2, 408 p.
- Hips, K., 1998. Lower Triassic storm-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal through distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. En: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps*, The Geological Society, special publication, 149: 315-338.
- Hirsch, F., 1972. Middle Triassic conodonts from Israel, Southern France and Spain. *Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudenten*, 21: 811-827.
- Hirsch, F., 1977. Essai de corrélation biostratigraphique des niveaux Mésos et Néotriasiques de faciès "Muschelkalk" du Domaine Sephardique. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 511-526.
- Hirsch, F., 1985. The bio-stratigraphy and correlation of the marine Triassic of the Sephardic province. A review of progress during the last decade. II Coloquio de Estratigrafía y de Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell Res., p. 63.
- Hirsch, F., 1987. Bio-stratigraphy and correlation of the marine Triassic of the Sephardic province. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 815-826.
- Hirsch, F., Márquez-Aliaga, A., Santisteban, C., 1987. Distribución de moluscos y conodontos del tramo superior del Muschelkalk en el sector oriental de la provincia sefardí. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 799-814.
- Hoefs, J., 2009. Stable isotope Geochemistry. Springer, Berlín, 285 p.
- Hollister, J.S., 1934. Die Stellung der Balearen in variscischen und alpinen Orogenen. *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften Göttingen Math-Physik Klasse III*(10): 121-154.
- Huddle, J.W. 1970. Triassic conodonts from Israel. *U.S. Geological Survey Research*, 700B: 124-130.
- IGME, 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 465p.
- Isozaki, Y., 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science*, 276: 235-238.

- James, N.P., 1984. Shallowing upwards sequences in Carbonates. En: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geosciences Canada Reprint Series, 1: 213-228.
- Jacobsen, N.D., Twitchett, R.J., Krystyn, L., 2011. Palaeoecological methods for assessing marine ecosystem recovery following the Late Permian mass extinction event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 200-212.
- Joachimski, M.M., Lai, X., Shen, S., Jiang, H., Luo, G., Chen, B., Chen, J., Sun, Y., 2012, Climate warming in the latest Permian and the Permian–Triassic mass extinction: *Geology*, 40: 195-198.
- Kendall, A.C., Harwood, G.M., 1996. Marine evaporates: arid shorelines and basins. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science. Oxford, 281-324.
- Klug, C., Schatz, W., Korn, D., Reisdorf, A.G., 2005. Morphological fluctuations of ammonoid assemblages from the Muschelkalk (Middle Triassic) of the Germanic Basin-indicators of their ecology, extinctions and immigrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221: 7-34.
- Kidder, D.L., Worsley, T.R., 2010. Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression) episodes, and mass extinctions: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 162-191.
- Knaust, D., Costamagna, L.G., 2012. Ichnology and sedimentology of the Triassic carbonates of North-west Sardinia, Italy. *Sedimentology*, 59: 1190-1207.
- Koepnick, R.B., Denison, R.E., Burke, W.H., Hetherington, E.A., Dahl, D.A., 1990. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80: 327-249.
- Kolar-Jurkovsek, T., Jurkovsek, B., 2010. New paleontological evidence of the Carnian strata in the Mazica area (Karavanke Mts, Slovenia): Conodont data for the Carnian Pluvial Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290(1): 81-88.
- Korte, C., Kozur, H.W., Bruckschen, P., Veizer, J., 2002. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (1): 47-63.
- Kostic, B., Aigner, T., 2004. Sedimentary and poroperm anatomy of shoal-water carbonates (Muschelkalk, South-German Basin): an outcrop-analogue study of inter-well spacing scale. *Facies*, 50: 113-131.
- Kozur, H.W., 1998. Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and the possible causes of the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 227-272.
- Kozur, H.W., Bachmann, G.H., 2005. Correlation of the Germanic Triassic with the international scale. *Albertiana*, 32: 21-35.
- Kozur, H.W., Bachmann, G.H., 2008. Updated correlation of the Germanic Triassic with the Tethyan scale and assigned numeric ages. *Berichte Geologische Bundes-Anstalt*, 76: 53-58.

- Kozur, H.W., Bachmann, G.H., 2010. The middle Carnian wet intermezzo of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein), Germanic Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290: 107-119.
- Kozur, H.W., Weems, R.E., 2011. Detailed correlation and age of continental late Changhsingian and earliest Triassic beds: Implications for the role of the Siberian Trap in the Permian-Triassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 22-40.
- Land, L.S., 1983. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. En: Arthur, M.A., Anderson, T.F. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. SEPM Short Course, 10: 4.1-5.22.
- Lapparent, A.F., Montadert, L., Pentecote, R., 1957. Observations géologiques nouvelles entre Chelva et Benaguer (province Valencia, Espagne). *Rendus de L'Académie des Sciences Paris*, 244: 1386-1389.
- Le Joncour, H., 1965. Descripción geológica des environs des Cañete (provincia de Cuenca, Espagne). D.E.D., Dijon, 83 p.
- Lehrmann, D.J., Ramezani, J., Browring, S.A., Martin, M.W., Montgomery, P., Enos, P., Payne, J.L., Orchard, M.J., Hongmei, W.Y., Jiayong, W., 2006. Timing of recovery from the end-Permian extinction: geochronologic and biostratigraphic constraints from south China. *Geology*, 34: 1053-1056.
- Lerman, A., 1960. Triassic Pelecypods from Southern Israel and Sinai. *Bulletin of the Research Council of Israel. Section G Geo-Sciences*, 90: 1-60.
- Lindholm, R.C., Finkelman, R.B., 1972. Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 239-245.
- Linol, B., Bercovici, A., Bourquin, S., Diez, J.B., López-Gómez, J., Broutin, J., Durand, M., Villanueva-Amadoz, U., 2009. Late Permian to Middle Triassic correlations and palaeogeographical reconstructions in southwestern European basins: New sedimentological data from Minorca (Balearic Islands, Spain). *Sedimentary Geology*, 77: 77-94.
- Llompart, C., Rosell, J., Márquez-Aliaga, A., Goy, A., 1987. El Muschelkalk de la Isla de Menorca. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 323-335.
- Llopis, N., 1947. Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. *Publicaciones del Instituto Lucas Mallada, CSIC*, 364 p.
- Llopis, N., Villalta, J. F., 1935. Contribución a la fauna triásica catalana. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, XXXV: 51-62.
- López-Gómez, J., 1985. Sedimentología y estratigrafía de los materiales Pérmicos y Triásicos del sector SE de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva del Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías 11*, Universidad Complutense de Madrid, 442 p.
- López-Gómez, J., 1987. Aspectos sedimentológicos y estratigráficos de las facies Buntsandstein y Muschelkalk entre Cueva de Hierro y Chelva (Provincias de Cuenca y Valencia), Serranía de Cuenca, España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 647-664.

- López-Gómez, J., Arche, A., 1986. Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector sureste de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca y Valencia). *Estudios geológicos*, 42: 259-270.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1988. Algunas consideraciones sobre las facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca, Teruel, Castellón y Valencia). *Publ. Geol. 2nd Congreso Geológico Español Comun.*, 1: 111-114.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1992a: Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios geológicos*, 47: 123-143.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1992b. Paleogeographical significance of the Röt (Anisian, Triassic) Facies (Marines clays, muds and marls Fm.) in the Iberian Ranges, eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91: 347-361.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1993. Sequence stratigraphic analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103: 179-201.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1994. El Triásico y Pérmico del SE. de la Cordillera Ibérica, Guía del curso de doctorado.
- López-Gómez, J., Mamet, B., 1990. Sedimentology and petrology of Cañete Dolomites and Limestones Formation (Muschelkalk Facies, Middle to Upper Triassic) Southern Iberian Ranges, Eastern Spain. *Facies*, 23: 1-16.
- López-Gómez, J., Mas, R., 1991. Middle Triassic (Muschelkak) carbonate platforms of the Iberian Ranges, East Spain: Sedimentary evolution and its diagenetic implication. En: *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization. Libro de Abstract, Ortisei/St. Ulrich, Italia.*
- López-Gómez, J., Márquez-Aliaga, A., Arche, A., Goy, A., 1987. La facies Muschelkalk de Henarejos (Cuenca): Sedimentología y fauna del tramo superior. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 665-676.
- López-Gómez, J., Alonso, A., Más, R., Meléndez, N., 1988. La formación Dolomías de Landete (Triásico Medio). Un ejemplo de rampa somera, su evolución y diagénesis. Provincias de Cuenca y Valencia. *Estudios geológicos*, 44: 219-232.
- López-Gómez, J., Más, R., Arche, A., 1993: The evolution of the Middle Triassic (Muschelkalk) carbonate ramp in the SE Iberian Ranges, Eastern Spain: sequence stratigraphy, dolomitization processes and dynamic controls. *Sedimentary Geology*, 87: 165-193.
- López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F., Goy, A., 1998. Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Península. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 9-10: 1033-1084.
- López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-López, A., 2002. Permian and Triassic. En: Gibbons, W., Moreno, T., (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 185-221.

- López-Gómez, J., Arche, A., Márquez-Aliaga, A., Salas, R., Goy, A., Guimerá, J., Tomás, S., 2005. El Pérmico y Triásico del Desert de les Palmes, Cordillera Ibérica oriental, Castellón. *Cidaris, Revista Illicitana de Paleontología*, (27-28): 5-34.
- López-Gómez, J., Galán-Abellán, B., De la Horra, R., Barrenechea, J.F., Arche, A., Bourquin, S., Marzo, M., Durand, M., 2012. Sedimentary evolution of the continental Early–Middle Triassic Cañizar Formation (Central Spain): Implications for life recovery after the Permian–Triassic crisis. *Sedimentary Geology*, 249-250: 26-44.
- Luo, G., Algeo, T.J., Huang, J., Zhou, W., Wang, Y., Yang, H., Richoz, S., Xie, S., 2014. Vertical $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ gradients record changes in planktonic microbial community composition during the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396: 119-131.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L., 2010. Ichnology and Facies Models. En: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4. Geological Association of Canada IV. Series: Geotext*; 6: 19-58.
- Mallada, L., 1890. Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, XVI: 1-175.
- Mallada, L., 1902. Explicación del mapa geológico de España: Sistema Pérmiano, Triásico y Liásico. *Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España* (4): 514 p.
- Mallada, L., 1927. Explicación del Mapa Geológico de España: Sistema Devoniano y Carbonífero. *Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España* (3): 314 p.
- Machel, H.G., 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada*, 12: 139-147.
- Machel, H.G. y Burton, E., 1991. Factors Governing Cathodoluminescence in Calcite and Dolomite and their Implications for Studies of Carbonate Diagenesis. En: Barker, Ch.E., Kopp, O.C. (Eds.), *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications. SEPM Short Course*, 25: 37-58.
- Machel, H.G.; Mason, R.A.; Mariano, A.N. y Mucci, A., 1991. Causes and Measurements of Luminescence in Calcite and Dolomite. En: Barker, Ch.E., Kopp, O.C. (Eds.), *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications. SEPM Short Course*, 25: 9-25.
- March, M., 1991. Los conodontos del Triásico Medio (Facies Muschelkalk) del Noroeste de la Península Ibérica y de Menorca. Tesis doctoral. Universidad de Valencia, 394 p.
- Márquez, L., 1994. Los foraminíferos triásicos españoles: Puesta al día de los conocimientos existentes. *Coloquios de Paleontología*, 46: 78-91.
- Márquez, L., 2005. Foraminiferal fauna recovered after the Late Permian extinctions in Iberia and the westernmost Tethys area. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 229: 137-157.

- Márquez, L., Trifonova, E., Calvet, F., 1991. La fauna de foraminíferos del Triásico Medio (Ladiniense) de la zona sur de los Catalánides (Dominio Baix Ebre-Priorat). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario: 107-114.
- Márquez, L., López-Gómez, J., Trifonova, E., 1994. Datación (foraminíferos) y ambientes sedimentarios de la Formación Dolomías de Landete, Anisiense, Facies Muschelkalk, provincia de Cuenca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 89(1-4): 99-107.
- Márquez-Aliaga, A., 1983. Aportación a la sistemática de los bivalvos del Triásico. *Coloquios de Paleontología*, 38: 33-47.
- Márquez-Aliaga, A., 1985. Bivalvos del Triásico Medio del sector meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 40, 430 p.
- Márquez-Aliaga, A., López Gómez, J., 1989. Paleontología y ambientes sedimentarios del Triásico Medio, Muschelkalk, de la Cordillera Ibérica I: Cuenca y Valencia, España. *Estudios Geológicos*, 45: 387-398.
- Márquez-Aliaga, A., García-Gil, S., 1991. Paleontología y ambientes del Triásico Medio en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 47 (1-2): 85-95.
- Márquez-Aliaga, A., Martínez, V., 1996. Asociaciones de bivalvos del Triásico en España. *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario: 103-113.
- Márquez-Aliaga, A., Santiesteban, C., Márquez, L., 1984. Triásico Medio de Bugarra (Valencia, España). *Estudios Geológicos*, 40: 365-374.
- Márquez-Aliaga, A., Hirsch, F., López-Garrido, A., 1986. Middle Triassic Bivalves from the Horno-Siles Formation (Sefardí Province, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 173(2): 201-277.
- Márquez-Aliaga, A., Márquez, L., March, M., Goy, A., Brito, J.M., 1987. Aspectos paleontológicos del Muschelkalk de la zona de Calanda (Provincia de Teruel). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 677-689.
- Márquez-Aliaga, A., Arche, A., Brito, J.M., Calvet, F., Goy, A., López-Gómez, J., Márquez, L., 1994. El Muschelkalk del anticlinal de Calanda (Teruel, España): Estratigrafía y contenido paleontológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 89 (1-4): 145-166.
- Márquez-Aliaga, A., Emig, C.C., Brito, J.M., 1999. Triassic lingulide brachiopods from the Iberian Range (Spain). *Geobios*, 32 (6): 815-821.
- Márquez-Aliaga, A., Valenzuela-Ríos, J.I., Calvet, F., Budurov, K., 2000. Middle Triassic conodonts from northeastern Spain: biostratigraphic implications. *Terra Nova*, 12: 77-83.
- Márquez-Aliaga, A., Emig, C.C., López-Gómez, J., 2007. Triassic Lingularia (Brachiopoda) from Moya (SE Iberian Ranges, Spain). XXIIIª Jornadas de Paleontología, Caravaca de la Cruz, Murcia, 2007.
- Martín-Chivelet, J., 1992. Las plataformas carbonáticas del Cretácico superior de la margen Bética (Altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia). Tesis doctoral, 584.

- Martín-Chivelet, J., 2005. Estratigrafía secuencial y acomodación: Claves para la interpretación genética del relleno sedimentario. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 100(1-4): 55-75.
- Martín-Chivelet, J., Oesleger, D.A., Montañez, I.P., 2000. Modified Fischer Plots as Graphical Tools for Evaluating Thickness Patterns in stratigraphic Successions. *Journal of Geoscience Education*, 48: 179-183.
- Martin, K.D., 2004. A re-evaluation of the relationship between trace fossils and dysoxia. En: McIlroy, D. (Ed.), *The application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geological Society, London, Special Publications, 228: 141-156.
- Marzo, M., 1980. El Buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafía y procesos de Sedimentación. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 192 p.
- Marzo, M., Calvet, F., 1985. El Triásico de los Catalánides. Guía de Excursión. II Coloquio Estratigráfico y Paleogeográfico del Pérmico y Triásico de España. Institut d'Estudis Ilerdencs. Lleida, 175 p.
- Mas, R., Benito, M.I., Alonso, A., 2010. La sedimentación carbonática en mares someros: las plataformas carbonáticas. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 639-917.
- Maureta, J., Thos i Codina, S., 1881. Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España, IX: 478 p.
- Mazzullo, S.J., 2000. Organogenic Dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 10-23.
- Meléndez, F., 1972. Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, Hoja número 611, Cañete. I.G.M.E., 22 p.
- Meléndez, A., Aurell, M., Bádenas, B., Soria, A.R., 1995. Las rampas carbonáticas del Triásico Medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 173-199.
- Mercedes-Martín, R., Salas, R., Arenas, C., 2013. Microbial-dominated carbonate platforms during the Ladinian rifting: sequence stratigraphy and evolution of accommodation in a fault-controlled setting (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Basin Research*, 25: 1-28.
- Mietto, P., Petroni, M., 1980. The Ladinian platform conodonts in the Camogrosso section (Recoaro Area, northeast Italy) and their stratigraphic significance. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 86: 534-562.
- Mietto, P., Manfrin, S., 1995. A high resolution Middle Triassic ammonoid standards scale in the Tethys Realm. A preliminary report. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5: 539-563.
- Mietto, P., Manfrin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Furin, S., Gianolla, P., Posenato, R., Muttoni, G., Nicora, A., Buratti, N., Cirilli, S., Spötl, C., Ramezani, J., Bowring, S.A., 2012. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Carnian Stage (Late Triassic) at Prati di Stuares/ Stuares Wiesen Section (Southern Alps, NE Italy). *Episodes*, 35(3): 414-430.

- Mojsisovics, E., 1874. Über die triadischen Pelecypedengattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandlungen der K. K. Geologie Reichsanstalt, VII, 38 p.
- Mojsisovics, E., 1882. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandlungen Geologie Reichsanstalt, Wien, 10: 1-323.
- Mojsisovics, E., 1887. Über Ammoniten führende Kalke unteren triadischen Alters auf den Balearischen Inseln. Verhandlungen der K.K. Geologie Reichsanstalt, Wien: 105-107.
- Mundil, R., Pálfi, J., Renne, P.R., Brack, P., 2010. The Triassic time scale: New constraints and a review of geochronological data. En: Lucas, S. G. (Ed.), The Triassic Timescale, Geological Society of London Special Publication, 334: 41-60.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *Geo Arabia*, 14: 17-48.
- Newton, R.J., Pevitt, E.L., Wignall, P.B., Bottrell, S.H., 2004. Large shifts in the isotopic composition of seawater sulphate across the Permo-Triassic boundary in northern Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 218 (3-4): 331-345.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Oxford, U. K., Wiley-Blackwell, 419 p.
- Nolan, H., 1887. Note sur le Trias de Minorque. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3 (15): 593-599.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2008. *The concise Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, 184 p.
- Orchard, M.J., 2007. Conodont diversity and evolution through the latest Permian and Early Triassic upheavals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250(1-2): 93-117.
- Orchard, M. J., 2010. Triassic conodonts and their role in stage boundary definition. En: Lucas, S. G. (Ed.). *The Triassic Timescale*. Geological Society London, Special Publications, 334: 139-161.
- Orchard, M.J., Tozer, E.T., 1997. Triassic conodont biochronology, its calibration with the ammonoid standard, and a biostratigraphic summary for the Western Canada Sedimentary Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 45: 675-692.
- Ortí-Cabo, F., 1973. El Keuper del Levante Español. *Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca*. Universidad de Barcelona, Resumen de Tesis, 1-14.
- Ortí-Cabo, F., 1974. El Keuper del Levante Español. *Estudios geológicos*, 30: 7-46.
- Ortí, F., Bayo, A., 1977. Características litoestratigráficas del Triásico medio y superior en el Baix Ebre (Tarragona-España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 223-238.
- Pálfi, J., Parrish, R.R., David, K., Vörös, A., 2003. Mid-Triassic integrated U-Pb geochronology and ammonoid biochronology from the Balaton Highland (Hungary). *Journal of the Geological Society, London*, 160: 271-284.

- Park, R.K., 2011. The impact of sea-level change on ramp margin deposition: lessons from the Holocene sabkhas of Abu Dhabi, United Arab Emirates. En: Kendall, C.G.St.C. y Alsharhan, A.S. (Eds.), Quaternary carbonate and evaporate sedimentary facies and their ancient analogues, International Association of Sedimentologist, Special publication, 43: 89-131.
- Parnes, A., 1986. Middle Triassic Cephalopods from the Negev (Israel) and Sinaí (Egypt). Geological Survey of Israel, 79: 1-59.
- Parnes, A., Benjamini, C., Hirsch, F., 1985. New aspects of Triassic ammonoid biostratigraphy, paleoenvironments and paleobiogeography in Southern Israel (Sephardic Province). Journal of Paleontology, 59 (3): 656-666.
- Payne, J.L., Clapham, M.E., 2012. End-Permian mass extinction in the oceans: An ancient analog for the twenty-first century?. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 40: 89-111.
- Pérez-Arlucea, M., 1985. Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 322 p.
- Pérez-Arlucea, M., 1987a. Distribución paleogeográfica de las unidades del Pérmico y del Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín. Cuadernos de Geología Ibérica, 11: 607-622.
- Pérez-Arlucea, M., 1987b. Sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín. Cuadernos de Geología Ibérica, 11: 623-646.
- Pérez-Arlucea, M., 1991. Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico Medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica: Revista de la Sociedad Geológica de España, 4: 143-164.
- Pérez-Arlucea, M., Sopeña, A., 1985. Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel). Estudios Geológicos, 41: 207-222.
- Pérez-Arlucea, M., Trifonova, E., 1993. Stratigraphy of the Middle Triassic in part of the Iberian Ranges (Spain) based on foraminifera data. Geologica Balcanica, 23: 23-33.
- Pérez-López, A., 1998. Epicontinental Triassic of the Southern Iberian Continental Margin (Betic Cordillera, Spain). En: Bachmann, G.H., Lerche, I. (Eds.), Epicontinental Triassic. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 1009-1031.
- Pérez-López, A., Solé de Porta, N., Ortí, F., 1996. Facies carbonato-evaporíticas del Triás Superior y tránsito al Lías en el Levante español: nuevas precisiones estratigráficas. Cuadernos de Geología Ibérica, 20: 245-269.
- Pérez-López, A., Pérez-Valera, F., 2007. Palaeogeography, facies and nomenclature of the Triassic units in the different domains of the Betic Cordillera (S Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 254: 606-626.
- Pérez-Valera, J.A., 2005. Ammonoideos y bioestratigrafía del Triásico Medio (Anisiense superior-Ladiniense) en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España). Coloquios de Paleontología, 55: 125-161.

- Pérez-Valera, J.A., Pérez-López, A., 2008. Stratigraphy and sedimentology of Muschelkalk carbonates of the Southern Iberian Continental Palaeomargin (Siles and Cehegín Formations, Southern Spain). *Facies*, 54: 61-87.
- Pla, C., Marqu  ez-Aliaga, A., Botella, H., 2013. The chondrichthyan fauna from the Middle Triassic (Ladinian) of the Iberian Range (Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 33: 770-785.
- Plasencia, P., 2009. Bioestratigraf  a y paleobiolog  a de conodontos del Triásico Medio del Sector Oriental de la Península Ibérica. Tesis Doctoral, Universitat de València, 408 p.
- Plasencia, P., Hirsch, F., Márquez-Aliaga, A., 2007. Sephardiellinae, a new Middle Triassic conodont subfamily. *Journal of Iberian Geology*, 33(2): 163-172.
- Plasencia, P., Hirsch, F., Márquez-Aliaga, A., 2010. On the ontogeny and orientation of the Triassic Conodont P1-element in *Pseudofurnishius murcianus* Van den Boogaard, 1966. *Geobios*, 43: 547-553.
- Plint, A. G., Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. En: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), *Sedimentary Response to Forced Regression*. Geological Society of London Special Publication, 172: 1-17.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models. En: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Posamentier, J.V., Van Wagoner, J., Ross, C. A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42: 125-154.
- Preto, N., Sp  tl, C., Mietto, P., Gianolla, P., Riva, A., Manfrin, S., 2005. Aragonite dissolution, sedimentation rates and carbon isotopes in deep-water hemipelagites (Livinallongo Formation, Middle Triassic, northern Italy). *Sedimentary Geology*, 181: 173-194.
- Prokoph, A., Shields, G.A., Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $87Sr/86Sr$ and $\delta^{34}S$ database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, 87: 113-133.
- Pruss, S.B., Bottjer, D.J., 2004. Late Early Triassic microbial reefs of the western United States; a description and model for their deposition in the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211: 127-137.
- Pruss, S.B., Bottjer, D.J., 2005. The reorganization of reef communities following the end-Permian mass extinction. *Comptes Rendus Paleovol*, 4: 553-568.
- Pruss, S.B., Bottjer, D.J., Corsetti, F.A., Baud, A., 2006. A global marine sedimentary response to the end-Permian mass extinction: Examples from southern Turkey and the western United States. *Earth-Science Review*, 78: 193-206.
- Racki, G., 1999. Silica-secreting biota and mass extinctions: survival patterns and processes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 107-132.
- Ramon, X., Calvet, F., 1987: Estratigrafía y sedimentología del Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat (Catalánides). *Estudios geológicos*, 43(5-6): 471-487.

- Ramos, A., 1979. Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (provincia de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 6, 313 p.
- Ramos, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Muñoz, A., 1996. Subsidence analysis, maturity modelling and hydrocarbon generation of the Alpine sedimentary sequence in the NW of the Iberian Ranges (Central Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21: 23-53.
- Reichow, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Pringle, M.S., Al'Mukhamedov, A.I., Medvedev, A.I., Kirda, N.P., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dates from the West Siberian Basin: Siberian Flood Basalt Province Doubled. *Science*, 296: 1846-1849.
- Ren, M.E., 1986. Tidal mud flat. En: Ren, M.E. (Ed.), *Modern Sedimentation in the Coastal and Nearshore Zones of China*. China Ocean Press, Beijing, 78-127.
- Renne, P.R., Zichao, Z., Richards, M.A., Black, M.T., Basu, A.R. 1995. Synchrony causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, 269: 1413-1416.
- Retallack, G.J., 1995. Permian-Triassic life crisis on land. *Science*, 267: 77-80.
- Retallack, G.J., 1999. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia. *GSA Bulletin*, 111: 55-70.
- Retallack, G.J., Sheldon, N.D., Carr, P.F., Fanning, M., Thompson, C.A., Williams, M.L., Jones, B.G., Hutton, A., 2011. Multiple Early Triassic greenhouse crises impeded recovery from Late Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 233-251.
- Rey, D., 1993. Aplicación de técnicas paleomagnéticas al estudio de materiales continentales rojos de edad pérmica y triásica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 311 p.
- Riba, O., Rios, J.M., 1960-1962. Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Livre Mém. P. Fallot. Memoire de la Société Géologique de France*, 1: 257-290.
- Ritcher, R., Teichmüller, S., 1933. Reconocimiento geológico de una parte de la provincia de Cuenca y Guadalajara. Extractada por J. M. Rios en *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 62: 263-286.
- Roberts, H.H., Rouse, L.J.Jr., 1982. Cold water stress in Florida bay and northern Bahamas: a product of winter cold-air outbreaks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 145-155.
- Robles, S., 1974. Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 436 p.
- Robles, S., 1975. Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque de Cardó y sectores adyacentes (prov. Tarragona). *Acta Geológica Hispánica*, X: 59-66.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, LL., Marzo, M., 1999. Modelo tectosedimentario del sector central y septentrional del margen catalán sumergido (cubetas de Barcelona, Sant Feliu, Begur y Riumors-Roses). Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP, Madrid, 99-217.

- Rodríguez-Perea, A., Ramos-Guerrero, E., Pomar, L., Paniello, X., Obrador, A., Martí, J., 1987. El Triásico de las Baleares. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 295-321.
- Roghi, G., Gianolla, P., Minarelli, C., Pilati, C., Preto, N., 2010. Palynological correlation of Carnian humid pulses throughout the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290: 89-106.
- Ros-Franch, S., 2009. Dinámica de la paleodiversidad de los bivalvos del Triásico y Jurásico inferior. Tesis Doctoral, Universidad Valencia, 576.
- Royo Gómez, J., 1926. Notas geológicas de la provincia de Valencia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 26: 66-87.
- Sadler, P.M., Osleger, D.A., Montañez, L.P., 1993. On the labeling, length, and objective basis of Fischer plots: *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 360-368.
- Salaj, J., Trifonova, E., Gheorghian, D., 1988. A biostratigraphic zonation based on benthic foraminifera in the Triassic deposits of the Carpatho-Balkans. *Rev. Paleobiol., spec 2*: 153-159.
- Salas, R., Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salvany, J.M., Ortí, F., 1987. El Keuper de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 215-236.
- Sánchez-Fernández, D., López-Gómez, J., Martín-Chivelet, J., 2004. El Pérmico y Triásico del anticlinal de la Rodana, SE de la Cordillera Ibérica (Valencia). *Geogaceta*, 35: 3-6.
- Sánchez-Fernández, D., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., Márquez-Aliaga, A., Márquez, L., 2005. Las facies Muschelkalk en la franja Mijares-Montserrat (Cordillera Ibérica Meridional, Valencia). *Geo-temas*, 8: 245-249.
- Sánchez-Moya, Y., 1991. Evolución sedimentológica y controles estructurales en un borde de cuenca extensional: comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita). 414 p.
- Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., 2004. El rift Mesozoico. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 484-522.
- Santesteban, C., Taberner, C., 1987. Depósitos de ambiente sabkha preservados como pseudomorfos de dolomita, en los materiales superiores de las facies Muschelkalk de la Serra de Prades (Tarragona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 199-214.
- Savrdá, C., Bottjer, D., 1986. Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14: 3-6.
- Schmidt, M., 1932a. Über die Ceratiten von Olesa bei Barcelona. *Bulletí de Institut Català de Història Natural*, 32 (7): 195-222.
- Schmidt, M., 1932b. Bentonische Reifeformen bei *Protachyceras vilanovae* v. Mojs. *Bulletí de Institut Català de Història Natural*, 32: 223-233.

- Schmidt, M., 1935. Fossilien der Spanische Trias. Abhandlungen der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, 22: 1-140.
- Schmidt, M., 1936. Fossilien der spanische Trias. Abhandlungen der Heidelberg Akademie der Wissenschaften Math. Nat. Klasse, 22: 1-140.
- Senkowiczowa, H., 1985. The Rohetian and Muschelkalk fauna in the Polish Lowlands. Prace Instytutu Geologicznego, CXVII: 5-41.
- Sepkosky Jr., J.J., 1982. A compendium of fossil marine families. Milwaukee Public Museum Contributions in Biology and Geology, 51, 125 p.
- Shinn, E.A., 1983. Tidal Falt Environemnts. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), Carbonate depositional environments, American Association of Petroleum Geologist Memoir, 33: 172-210.
- Simms, M.J., Ruffle, A.H., 1990. Climate and biologic change in the Late Triassic. Journal of the Geological Society. London, 147: 321-327.
- Simms, M.J., Ruffel, A.H., Johnson, L.A., 1995. Biotic and climatic changes in the Carnian (Triassic) of Europe and adjacent areas. En: Fraser, N.C., Sues, H.-D. (Eds.), The Shadow of the Dinosaurs: Early Mesozoic Tetrapods, Cambridge University Press, 352-365.
- Skjold, L.J., Van Veen, P.M., Kristensen, S-E., Rasmussen, A. R., 1998. Triassic sequence stratigraphy of the southwestern Barents Sea. En: De Graciansky, P-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail P. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Society of Sedimentary Geology, Special Publication, 6: 651-666.
- Solé de Porta, N., Calvet, F., Torrento, L., 1987. Análisis palinológico del Triásico de los Catalánides. Cuadernos de Geología Ibérica, 11: 237-254.
- Song, H., Wignall, P.B., Chen, Z.Q., Tong, J., Bond, D.P.G., Lai, X., Zhao, X., Jiang, H., Yan, C., Niu, Z., Chen, J., Yang, H., Wang, Y., 2011. Recovery tempo and pattern of marine ecosystems after the end-Permian mass extinction. Geology, 38: 739-742.
- Sopeña, A. (Ed.), 2004. Cordillera Ibérica y Costero Catalana. En: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid, 465-527.
- Sopeña, A., 1979. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NO de la Provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías 5, Universidad Complutense de Madrid, 329 p.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S., 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: Manspeizer, W. (Ed.), Triassic-Jurassic rifting continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins. Part B, Developments in Geotectonics, Elsevier, 757-768.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A., Hernando, S., 1983. Triásico. En: Comba J.A. (Ed) Geología de España, 2. IGME. 47-63.

- Sopeña, A., Doubinger, J., Ramos, A., Pérez-Arlucea, M., 1995. Palynologie du Permian et du Trias dans le centre de la Péninsule Iberique. *Sciences Géologiques Bulletin*, 48: 119-157.
- Sos, V., 1933. Los fósiles triásicos españoles del Museo de Ciencias Naturales de Madrid. *Bolletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 33: 287-302.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Stampfli, G.M., Kozur, H., 2006. Europe from the Variscan to the Alpine cycles. En: Gee, D.G., Stephenson, R. (Eds.), *European lithosphere dynamics. Memoir of the Geological Society (London)*, 32: 57-82.
- Stampfli, G.M., Hochard, C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. En: Murphy, J.B., Hynes, A.J., Keppie, J.D. (Eds.), *Ancient orogens and modern analogues: Geological Society, London, Special Publications*, 327: 89-111.
- Stanley, Jr.G.D., 1988. The history of early Mesozoic reef communities: a three-step process. *Palaios*, 3: 170-183.
- Stanley, Jr.G.D., 2003. The evolution of modern corals and their early history. *Earth-Science Reviews*, 60: 195-225.
- Stanley, S.M., 2009. Evidence from ammonoids and conodonts for multiple Early Triassic mass extinctions. *Proceeding of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106: 15264-15267.
- Stefani, M., Furin, S., Gianolla, P., 2010. The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 290: 43-57.
- Stocker, R., Baumgartner, P.O., Condon, D., 2012. Integrated bio-chronostratigraphy and geochronology of Monte San Giorgio (Southern Alps, Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 105: 85-108.
- Strohmenger, C.J., Shelb, H., Al-Mansoori, A., Al-Mehsin, K., Al-Jeelani, O., Al-Hosani, I., Al-Shamry, A., Al-Baker, S., 2011. Facies stacking patterns in a modern arid environment: a case study of the Abu Dhabi sabkha in the vicinity of Al-Qanatir Island, United Arab Emirates. En: Kendall, C.G.St.C., Alsharhan, A.S. (Eds.), *Quaternary carbonate and evaporate sedimentary facies and their ancient analogues, International Association of Sedimentologist, Special publication*, 43: 149-182.
- Sun, Y., Joachimski, M.M., Wignall, P.B., Yan, C., Chen, Y., Jiang, H., Wang, L., Lai, X., 2012. Lethally hot temperatures during the Early Triassic Greenhouse. *Science*, 338: 366-370.
- Szente, I., 1997. Bivalve assemblages from the Middle Triassic Muschelkalk of the Mecsek Mts, South Hungary: An overview. *Acta Geologica Hungarica*, 40(4): 411-424.
- Szurliés, M., 2001. *Zyklische Stratigraphie und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteleuropa*, Tesis doctoral Univ. Halle, 116 p.

- Tornquist, A., 1909. Ueber die ausseralpine Trias auf den Balearen und in Catalonien. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Berlin, 36: 902-918.
- Tornquist, A., 1916. Die Nodosen Ceratiten von Olesa in Katalonien. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, 125 (3-4): 1-22.
- Török, A., 1998. Controls on development of Mid-Triassic ramps: examples from southern Hungary. En: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), Carbonate Ramps, The Geological Society, special publication, 149: 339-367.
- Trifonova, E., 1993. Taxonomy of Bulgarian Triassic Foraminifera. II. Families Endothyriidae to Ophthalmitidae. *Geologica Balcanica*, 23 (2): 19-66.
- Tucker, M., Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Science. Oxford, 482 p.
- Tucker, M., Marshall, J., 2004. Diagenesis and Geochemistry of Upper Muschelkalk (Triassic) Buildups and Associated Facies in Catalonia (NE Spain): a paper dedicated to Francesc Calvet. *Geologica Acta*, 2: 257-269.
- Twitchett, R.J., Wignall, P.B., 1996. Trace fossils and the aftermath of the Permo-Triassic mass extinction: evidence from northern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 124: 137-151.
- Twitchett, R.J., Krystyn, L., Baud, A., Wheeley, J.R., Richoz, S., 2004. Rapid marine recovery after the end-Permian mass extinction event in the absence of marine anoxia. *Geology*, 32: 805-808.
- Urosevic, D., Sudar, M.N., 1991. Ladinian and Carnian sediments in Zdrelo section, eastern Serbia, Yugoslavia. *Geoloski Anali Balkanskog a Poluostrva*, 55: 57-66.
- Vachard, D., Colin, J.P., Rossel, J., Hochuli, P., 1989. Incurions de microfaunes alpines dans le Trias des Iles Baléares et des Pyrénées espagnoles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 308(II): 947-952.
- Vachard, D., Colin, J.P., 1994. Etude micropaléontologique et palynologique du "Muschalkalk" de Minorque (Trias, Iles Baleares, Espagne), et précisions sur la systematique des involutinides (foraminifères). *Revue de Paléobiologie* 13, 235-257.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 617–659
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.Jr., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series* 7, 55 p.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Bejedorff, C.G., López-Gómez, J., 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modeling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300: 285-310.
- Vargas, H., Gaspar-Escribano, J., López-Gómez, J., Van Wees, J.D., Cloetingh, S., De la Horra, R., Arche, A., 2009. A comparison of the Iberia and Ebro basins during the Permian and Triassic, eastern Spain: A quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics*, 474: 160-183.

- Vegas, R., 1975. Wrench (transcurrent) fault system of the south-western Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. *Geologische Rundschau*, 64: 266-278.
- Veizer, J., 1992. Depositional and diagenetic history of limestones: stable and radiogenic isotopes. En: Clauer, N., Chaudhuri, S., (Eds.), *Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Lecture Notes in Earth Sciences* 43, 13-48.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckchen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Crden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G., Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- Vilanova, J., 1863. Ensayo de descripción geognóstica de la provincia de Teruel, en sus relaciones con la agricultura de la misma. Junta de estadística, Madrid: 312 p.
- Vilanova, J., 1881. Reseña geológica de la provincia de Valencia. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Madrid*, 11: 116-137.
- Vilas, F., Bernabéu, A., Rubio, B., Rey, D., 2010. Estuarios, rías y llanuras intermareales. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 619-673.
- Villard, P., 1973. Reserches sur le cycle alpin dans la Chain Iberique sud occidentale. Tesis Doctoral, Paul Sabatier, Toulouse, 445 p.
- Villaseca, S., 1920. Contribució a l'estudi dels terrenys triásics de la provincia de Tarragona. *Treb. Museu de Ciències Naturals Barcelona*, VIII, 66 p.
- Virgili, C. 1958. El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 59, Madrid, 856 p.
- Virgili, C., 1963. Trias du Nord-Est de l'Espagne. *Mémoire de la Société Géologique de France*, T.I., 301-311.
- Virgili, C., 1964. Estudio geológico del sector Espluga-Vimbodí-Rojals. *Instituto de Estudios Tarraconenses Ramón Berenguer*, IV: 7-24.
- Virgili, C., 1977. Consideraciones generales sobre el Triásico y el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 563-578.
- Virgili, C., 2008. The Permian-Triassic transition: Historical review of the most important ecological crises with special emphasis on the Iberian Peninsula and Western-Central Europe. *Journal of Iberian Geology*, 34(1): 123-158.
- Virgili, C., Julivert, M., 1954. El Triásico de la Sierra de Prades (provincia de Tarragona). *Estudios Geológicos*, X: 216-242.
- Virgili, C., Sopeña, A., Ramos, A., Hernando, S., 1977. Problemas de la cronoestratigrafía del Trías de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 57-88.

- Visscher, H., Brugman, W.A., López, J., 1982. Nota sobre la presencia de una palinoflora triásica en el supuesto Pérmico del anticlinorio de Cueva de Hierro (Serranía de Cuenca). *Revista Española de Micropaleontología*, 14: 315-322.
- Vörös, A., Budai, T., Haas, J., Kovács, S., Kozur, H., Pálfi, J., 2003. GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) PROPOSAL FOR THE BASE OF LADINIAN (TRIASSIC) A proposal for the GSSP at the base of the Reitzel Zone (*sensu stricto*) at Bed 105 in the Felsőörs section, Balaton Highland, Hungary. *Albertina* 28, 35-47.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Sciences Reviews*, 52: 1-81.
- Wignall, P.B., Twitchett, R.J., 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, 272: 1155-1158.
- Wignall, P.B., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53: 1-33.
- Wignall, P.B., Hallam, A., 1992. Anoxia as a cause of the Permian /Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United State. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 21-46.
- Wignall, P.B., Hallam, A., 1996. Facies change and the end-Permian mass extinction in S.E. Sichuan, China. *Palaeos*, 11: 587-596.
- Wignall, P.B., Twitchett, R.J., 2002. Extent, duration and nature of the Permian-Triassic superanoxic event. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America (Special Paper), Boulder, CO., 395-413 p.
- Wignall, P.B., Morante, R., Newton, R., 1998. The Permo–Triassic transition in Spitsbergen: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ chemostratigraphy, Fe and S geochemistry, facies, fauna and trace fossils. *Geological Magazine*, 135: 47-62.
- Winguth, C., Winguth, A.M.E., 2012. Simulating Permian-Triassic oceanic anoxia distribution: Implications for species extinction and recovery. *Geology*, 40: 127-130.
- Wilson, J.L., Jordan, C., 1983. Middle Shelf Environments. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Ed.), *Carbonate Depositional Environments*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 33: 298-343.
- Woods, A.D., 2009. Anatomy of an anachronistic carbonate platform: Lower Triassic carbonates of the southwestern United States. *Australian Journal of Earth Sciences*, 56: 825–839.
- Woods, A., Baud, A., 2008. Anachronistic facies from a drowned Lower Triassic carbonate platform: Lower member of the Alwa Formation (Ba'Id Exotic), Oman Mountains. *Sedimentary Geology*, 209: 1-14.
- Wright, V.P., Burchette, T. P., 1996. Shallow-water carbonate environments. En: Reading, H. G., (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies, and stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 325-394.

- Yang, Z., Wu, S., Yin, H., Xu, G., Zhang, K., Bi, X., 1993. Permo-Triassic events of South China. Geological Publishing House, Pekín, 153 p.
- Ziegler, P.A., Stampfli, G.M., 2001. Late Paleozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. *Natura Bresciana. Annali del Museo Civico di Scienze Naturali, Brescia*, 25: 17-34.



